

**ФГБУН Геологический институт
Российской академии наук**

На правах рукописи

ЯКОВЛЕВА Алина Игоревна

**ДИНОЦИСТЫ ПОЗДНЕПАЛЕОЦЕНОВЫХ И ЭОЦЕНОВЫХ МОРСКИХ
БАССЕЙНОВ ЕВРАЗИИ: СИСТЕМАТИКА, ДЕТАЛЬНАЯ
БИОСТРАТИГРАФИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕООБСТАНОВОК**

Специальность 25.00.02 – палеонтология и стратиграфия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Том I (основная часть)

Москва - 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

Том 1.

Введение	5
Глава 1. История стратиграфического изучения диноцист палеогена.....	15
1.1. Западная Европа.....	15
1.2. Другие регионы мира.....	18
1.3. Территории бывшего СССР.....	18
Глава 2. Методика исследований.....	21
Глава 3. Систематика: краткие сведения о диноцистах и описание видов диноцист	28
Глава 4. Диноцисты палеогена Западной Сибири.....	62
4.1. Разрезы севера и центральной части Западной Сибири и Печорской впадины.....	65
4.1.1. Низовья Пура (скважины №11, 29 и 32).....	65
4.1.2. Бассейн р. Северная Сосьва (скважины 19-Усть-Манья, 29 и 30).....	70
4.1.3. Бассейн р. Васюган (скважина №4).....	73
4.1.4. Печорская впадина (скважина №228).....	77
4.2. Разрезы юга Западной Сибири.....	80
4.3. Уточненный вариант зональной шкалы по диноцистам для верхнего палеоцена-эоцена Западной Сибири и Печорской впадины.....	96
4.4. Основные трансгрессивно-регрессивные этапы осадконакопления в Западной Сибири в палеоцене-эоцене.....	109
Глава 5. Эоценовые диноцисты восточного Пери-Тетиса.....	120
5.1. Прикаспийская впадина, Устюрт, Приаралье.....	120
5.1.1. Северное Приаралье.....	122
5.1.2. Северный Устюрт: разрез Актулагай (Казахстан).....	124
5.1.3. Южный Устюрт: разрез Актумсук (Узбекистан).....	134
5.1.4. Прикаспийская впадина: Утвинско-Хобдинская зона, скважина №57 (Казахстан)....	139
5.2. Кавказ.....	148
5.2.1. Армения: разрез Ланджар.....	149
5.2.2. Центральное и юго-восточное Предкавказье.....	155
5.2.2.1. Разрез Хеу (Кабардино-Балкария).....	156
5.2.2.2. Разрез «Страусиная Ферма» (Дагестан)	170
5.3. Крым (разрез Сувлу-Кая).....	174
5.4. Днепровско-Донецкая впадина, Украина (скважина №230).....	185

5.5. Уточненный вариант эоценовой диноцистовой шкалы для восточного Пери-Тетиса...	195
Глава 6. Региональная стратиграфия по диноцистам ключевых районов Западной Европы (южная оконечность палеобассейна Северного моря)	212
6.1. Обзор палеоценовых-нижнеэоценовых отложений севера Франции (Парижский и Дьепский бассейны)	215
6.2. Палинологические результаты из Дьепского бассейна (Верхняя Нормандия, Франция).....	222
6.2.1. Разрез Соттвиль-сюр-Мер (Sotteville-sur-Mer).....	222
6.2.2. Скважина Фар Дайи (Phare d'Ailly).....	223
6.2.3. Утёс Кап Дайи (Cap d'Ailly).....	224
6.2.4. Утёс Блан Пати (Blanc Pâtis).....	226
6.2.5. Разрез Вастериваль (Vasterival).....	226
6.2.6. Утёс Криель (Criel).....	227
6.2.7. Скважина Съеж-Мадам (Siège-Madame).....	227
6.3. Палинологические результаты из Парижского бассейна.....	230
6.3.1. Скважина Тердонн (Therdonne).....	231
6.3.2. Карьер Лион (Lihons).....	232
6.3.3. Разрез Ольнон (Holnon).....	233
6.3.4. Утёс Клэруа (Clairoix).....	233
6.3.5. Скважина Монмак (Montmacq).....	234
6.3.6. Скважина Лё Тийе (de Cires-Lès-Melos-Le Tillet).....	234
6.3.7. Карьер Ривкур (Rivécourt).....	237
6.3.8. Скважина Поркерикур (Porquericourt).....	237
6.3.9. Скважины Нуайон (Noyon).....	238
6.3.10. Разрез Лан (Laon)	239
6.3.11. Скважина Сансени (Sinceny)	240
6.3.12. Разрез Суассон (Grand Séminaire de Soissons)	241
6.3.13. Разрез Бримон (Brimont)	242
6.3.14. Скважина Кюиз-ла-Мотт (Cuisse-la-Motte)	243
6.3.15. Скважина Три (Try)	244
6.3.16. Скважина Вентёй (Venteuil)	245
6.4. Палинологические результаты из переходной зоны между Дьепским, Парижским и Бельгийским бассейнами	247
6.4.1. Разрез Визерн (Wizernes)	247

6.4.2. Разрез Флин-ле-Раш (Flines-les-Raches)	248
6.4.3. Скважина Вертэн (Vertain)	249
6.4.4. Скважина Авенуа-007 (Avenois-007)	250
6.4.5. Скважина Авенуа-031 (Avenois-031)	251
6.4.6. Разрез Буари-Нотр-Дам (Boiry-Notre-Dame)	251
6.5. Палинологические результаты из Бельгийского бассейна	252
6.5.1. Скважина Буа-де-Виль (Bois-de-Ville)	252
6.5.2. Разрез Эркелинн (Erquelines)	253
6.6. Палинологические результаты из Южной Англии (Лондонский бассейн)	253
6.6.1. Скважина Лондон Джубили Лайн 404Т (The London Jubilee Line 404T)	256
6.6.2. Скважина Шамбл-Хёрст-Лэйн (Shamble-Hurst-Lane)	258
6.6.3. Скважина Шотли Гейт (Shotley Gate)	259
6.6.4. Скважина Стенфорд-Ле-Хоп (Stanford-Le-Hope)	260
6.6.5. Карьер Хол Фарм (Hole Farm)	260
6.7. Центральный сектор Северного моря (скважина BGS 81/46A)	261
6.8. Детализация диноцистовой танет-нижнеипрской биостратиграфии Парижского и Дьепского бассейнов	267
6.8.1. Уточненный вариант диноцистовой шкалы для Парижского бассейна	268
6.8.2. Уточненный вариант диноцистовой шкалы для Дьепского бассейна	273
6.9. Обсуждение результатов и выводы	275
Глава 7. Межрегиональные корреляции эоценовых диноцистовых событий	279
Глава 8. Палеоцен-Эоценовый Термический Максимум и его влияние на динофлагеллаты	286
8.1. Особенности комплексов диноцист внутри ПЕТМ	287
8.2. Влияние ПЕТМ на первую диверсификацию подсемейства Wetzelielloideae	291
Заключение	302
Список литературы	305-346
Список таксонов диноцист	347-353
Том 2. (приложения)	
Рисунки	8-222
Фототаблицы	223-362

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

В последние 20 лет наблюдается заметная интенсификация изучения палеогена в различных регионах как Северного, так и Южного полушарий (его зональной стратиграфии, эволюции климата, палеокеанографии, палеогеографии, выяснению кризисных рубежей и т.д.), отражая тем самым важность существенного постепенного перехода от т.н. «теплой» к «холодной» биосфере. Все переходы внутри палеогенового периода характеризуются существенными перестройками в системе земля-воздух-вода, отразившимися в важных биотических изменениях. После драматических изменений в климате, биоте и продуктивности в переходном интервале от мела к палеогену, переход от палеоэцена к эоцену отмечен коротким, экстремально теплым событием – ПЕТМ (Палеоцен-Эоценовым Термическим Максимумом), ассоциированным с негативным отклонением изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$), снижением глобальной продуктивности, уменьшением широтных температурных градиентов. Эоцен, в свою очередь отмечен установленными по изотопным данным событиями ЕТМ2, ЕТМ3, ЕЕСО (Ранне-Эоценовый Климатический Оптимум) и МЕСО (Средне-Эоценовый Климатический Оптимум). Наконец, в переходе от эоцена к олигоцену климатическая и биотическая эволюция вновь отмечена глобальными биосферными событиями, сопровождавшимися глобальным понижением температуры воздуха, связанным с началом оледенения Антарктиды. Правильное определение временной последовательности и распределение биотических событий часто затрудняются сложностью в аккуратной корреляции между различными географическими областями.

Если говорить о количественном соотношении изученных к настоящему времени палеогеновых разрезов, то наибольшее количество информации, касающейся био- и геохимических изменений в течение различных интервалов палеогена приходится на Западную Европу и Северную Атлантику (т.е. регионы либо «классических» палеогеновых разрезов или же активной нефтедобычи). Тем не менее, безусловно, решение любых глобальных вопросов изучения палеогена невозможно без территорий бывшего СССР (Западно-Сибирский бассейн, Тургайский прогиб, восточный Пери-Тетис), поскольку существование или исчезновение этих морских бассейнов существенно влияли на циркуляцию водных масс, что, в свою очередь, оказывало воздействие на изменения климата. Изучение палеогеновых отложений Западной Сибири, Печорской впадины и Тургайского прогиба актуально для понимания картины влияния арктических вод на седиментацию: действительно, в течение палеогена Арктический бассейн и Тихий океан не имели сообщения, тогда как Арктический бассейн и Атлантический океан имели затрудненное сообщение через серию морских проливов. Западно-Сибирское море и Тургайский

пролив участвовали, в течение палеоцена-эоцена, в этой системе морских коммуникаций между Арктикой, с одной стороны, и Тетисом с другой. Следует подчеркнуть, что не менее важным является и вопрос выявления интервалов сообщения между Пери-Тетисом и бассейнами Северной Атлантики.

Палеогеновая эпоха характеризуется высоким стоянием уровня Мирового океана и широким развитием в Северном полушарии мелководных эпиконтинентальных бассейнов, периодически сообщавшихся между собой, что, в конечном итоге, обеспечило широкие возможности для миграций планктона. Как следствие, особую роль в решении фундаментальных проблем биосферы Земли в палеогене играет изучение ископаемого микропланктона: обилие в морских осадках, широкое географическое распространение и быстрая эволюция делают его одним из наиболее надежных инструментов зональной стратиграфии и широких межрегиональных корреляций.

За последние 40 лет диноцисты получили широкое признание в качестве инструмента для решения задач детальной стратиграфии; наибольшее количество вариантов диноцистовых шкал было разработано для палеоакваторий Северо-Западной и Западной Европы (Costa, Downie, 1976; Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; De Coninck 1991; Powell, 1992; Mudge, Bujak, 1994, 1996; Eldrett et al., 2004; Van Simaey et al., 2004; Köthe, 2012), а также южных районов СССР (Андреева-Григорович, 1991; Андреева-Григорович и др., 2011) и Западной Сибири (Кулькова, Шацкий, 1990; Ильина и др., 1994; Ахметьев и др., 2001; Iakovleva, Kulikova, 2003), отдельно была предложена олигоценовая диноцистовая шкала для юга России (Запорожец, 1993, 1999).

Однако следует отметить, что бóльшая часть морских бассейнов северо-западной Европы характеризуется бескарбонатным осадконакоплением, что зачастую усложняет привязки диноцистовых зон к зонам известкового наннопланктона и планктонных фораминифер и их дальнейший выход на общую хроностратиграфическую шкалу. С другой стороны, в более южных бассейнах Западной Европы (Парижском, Дьеппском, Бельгийском), а также в Восточной Европе к настоящему моменту установлен ряд стратиграфических хиатусов, свидетельствующих о неполноте имеющихся разрезов. В связи с этим изучение нового палинологического материала в рамках современных мультидисциплинарных исследований (микрорепалеонтология, изотопная геохимия, литостратиграфия) из Западной Сибири и Восточного Пери-Тетиса может весьма существенно дополнить проводимые в регионах Северного полушария исследования диноцист палеогена. Не менее актуальным является и изучение диноцист из отложений палеобассейна Северного моря (Парижский, Дьеппский, Лондонский, Бельгийский бассейны): с одной стороны, в некоторых из этих бассейнов (север Франции) исследования палеоцен-эоценовых диноцист прервались еще 20-30 лет назад, и требуется детализация биостратиграфических результатов с

учетом современных достижений диноцистовой детальной стратиграфии; с другой стороны, сравнительный анализ диноцистовых данных из палеобассейна Северного моря и Пери-Тетиса несомненно важен для реконструкций моделей миграций органикостенного фитопланктона в течение различных интервалов палеогена.

В последние 10-15 лет диноцисты стали с успехом применяться западными (Köthe, 1990; Brinkhuis, 1994; Sluijs et al., 2005) и российскими (Лебедева, 2008) специалистами для палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций поскольку являются показателями солености, температуры воды, удаленности от береговой линии и т.д. Свое применение диноцисты находят в последнее время и в секвентной стратиграфии (определении трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления) (Powell et al., 1996; Crouch, Brinkhuis, 2005). В настоящее время во всем мире уделяется огромное внимание проблемам реконструкций палеоэкологических изменений среды, оценки реакции биоты на различные биосферные кризисы. В связи с последним исключительно важным представляется изучение диноцист из т.н. спарнакских отложений Парижского и Дьеппского бассейнов, большей частью отвечающих интервалу гипертермального события – ПЕТМ, привлекающего исключительное внимание специалистов из различных областей геологических наук по всему миру.

Цель работы

Уточнение и детализация зональных шкал по диноцистам для верхнего палеоцена-эоцена Западной Сибири, эоцена восточного Пери-Тетиса, верхнего палеоцена-базального эоцена юго-восточной части палеобассейна Северного моря (Дьеппский и Парижский бассейны); восстановление факторов окружающей среды в исследуемых регионах на основе стратиграфического распределения диноцист и выявления количественных характеристик комплексов палиноморф, а также восстановление истории и характера сообщений морских эпиконтинентальных бассейнов; выявление влияния гипертермальных событий (на примере ПЕТМ) на динофлагеллаты.

Основные задачи исследования

1. Палинологическое изучение опорных разрезов верхнего палеоцена-эоцена Западной Сибири, эоцена ключевых районов восточного Пери-Тетиса, верхнего палеоцена-нижнего эоцена юго-восточной части палеобассейна Северного моря.
2. Морфологическое исследование цист динофлагеллат, выявление таксономического разнообразия, описание новых видов.

3. Уточнение и детализация зональных шкал высокой степени разрешаемости по диноцистам для верхнего палеоцена-эоцена Западной Сибири, эоцена восточного Пери-Тетиса, верхнего палеоцена-нижнего эоцена Парижского и Дьеппского бассейнов. При этом, для всего эоценового интервала шкала в восточном Пери-Тетисе должна быть напрямую скалибрована с известковым нанноплактоном для непосредственного выхода на общую стратиграфическую шкалу.

4. Учитывая хроностратиграфическую основу диноцистовой шкалы восточного Пери-Тетиса (калибровки 1-го порядка с наннопланктоном), проведение межрегиональных корреляций эоценовых диноцистовых событий между восточным Пери-Тетисом и Северной Атлантикой, изучение миграций органикостенного фитопланктона, уточнение реконструкций коммуникационных сообщений между различными бассейнами Северного Полушария.

5. Анализ экологической структуры комплексов диноцист и статистическая оценка количественных флуктуаций в соотношениях морских и континентальных палиноморф с целью выявления трансгрессивно-регрессивных циклов и реконструкции палеообстановок.

6. На основе комплексных геохимических (изотопные анализы) и палинологических исследований выявление влияния гипертермального события ПЕТМ на динофлагеллаты в различных морских бассейнах.

Научная новизна

В рамках подготовки диссертации, на основе детальных морфологических исследований, были формально описаны 24 новых вида диноцист. Описанные новые виды из подсемейства *Wetzelioideae* представляют собой важную информацию для восстановления филогении этого наиболее значимого для эоценовой стратиграфии ископаемого подсемейства динофлагеллат. Доказано, что первая существенная радиация *Wetzelioideae* произошла в 2 этапа: первое (основное) разнообразие семейства соответствует позднему этапу ПЕТМ (как минимум 16 новых видов из 7 родов) ~55.8 млн. лет назад; второе – чуть позже, сразу после окончания ПЕТМ (3 новых вида), но на несколько сотен тысяч лет раньше, чем 55.0 млн. лет назад.

Новый вариант зональной шкалы по диноцистам Западной Сибири позволил более детально расчленить верхнепалеоценовые и эоценовые отложения, провести их корреляции с отложениями из других регионов, уточнить возраст региональных подразделений, выявить интервалы региональных стратиграфических перерывов, установить интервал отчленения Западно-Сибирского моря от Арктического бассейна (конец ипра-начало лютета). Детальный количественный анализ комплексов палиноморф позволил впервые установить моменты значительных изменений палеообстановок Западно-Сибирского морского бассейна в течение

палеогена. На территории Печорской впадины впервые изучены диноцисты, уточнен интервал существования морского осадконакопления в этом регионе в течение палеогена, что позволило внести корректировки в существовавшие ранее палеогеографические реконструкции Западно-Сибирского морского бассейна.

В новом, уточненном и детализированном варианте зональной диноцистовой шкалы для восточного Пери-Тетиса впервые вся последовательность диноцистовых событий (датумов) напрямую скалибрована с событиями по известковому наннопланктону.

Впервые, на основе комплексных био-, хемо- и литостратиграфических исследований, дана качественная и количественная оценка комплексов диноцист из интервала Палеоцен-Эоценового Термического Максимума в Парижском и Дьепском бассейнах, а также более детально разработан верхнепалеоценовый-нижнеэоценовый интервал диноцистовой шкалы.

Впервые проведена межрегиональная корреляция между разрезами палеобассейна Северного моря и восточного Пери-Тетиса, свидетельствующая о целом ряде синхронных для средних палеоширот ключевых диноцистовых событий; продемонстрирована перспектива создания стандартной зональной диноцистовой шкалы позднего палеоцена-эоцена для западной части Евразии.

Теоретическое и практическое значение

Новые, детализированные варианты диноцистовых шкал для Западной Сибири и восточного Пери-Тетиса являются важным и надежным инструментом для расчленения и корреляции палеогеновых отложений на территории бывшего СССР и могут быть использованы при дальнейшей разработке и корректировке региональных стратиграфических шкал. Полученные результаты могут быть использованы для проведения средне- и крупномасштабного геологического картирования, а также поисково-разведочных работ. Производственные потребности создания диноцистовых шкал высокой степени разрешаемости в этих регионах определяются нефтегазоностью определенных палеогеновых толщ и другими полезными ископаемыми (уголь, редкие земли и т.д.) на территории бывшего Пери-Тетиса, а также газоностью и запасами железных руд и бокситов в палеогеновых толщах Западной Сибири.

Детализация диноцистовой шкалы Пери-Тетиса, скалиброванной с событиями по наннопланктону, будет способствовать проведению межрегиональных корреляций палеогеновых диноцистовых событий между различными областями Северного полушария (Тетис, Пери-Тетис, Северная Атлантика, Арктический бассейн) с целью дальнейшего изучения миграций органикостенного фитопланктона, которое, в свою очередь, способствует уточнению

реконструкции коммуникационных сообщений между различными бассейнами Северного полушария и созданию моделей циркуляции водных масс в палеогене.

Уточнение верхнепалеоценового-нижнеэоценового интервала диноцистовых зональных шкал на севере Франции может быть использовано в рамках т.н. «Геологического Базиса Франции» (Le Référentiel Géologique de la France) – нового широкомасштабного проекта Геологической Службы Франции, целью которого является предоставление цифровой геологической информации в формате 3D для всей территории Франции.

Установление особенностей комплексов диноцист из отложений, отвечающих интервалу Палеоцен-Эоценового Термического Максимума, послужит дальнейшему выявлению и пониманию реакции морской биоты на существенные краткосрочные климатические кризисы, к которым относятся гипертермальные события, связанные с крайне быстрым привнесом в атмосферу и океан большого количества углекислого газа.

Описанные новые виды диноцист из отложений инициального эоцена из различных регионов Евразии будут полезны специалистам при дальнейшей разработке вопросов филогении динофлагеллат.

Фактический материал (Рис. В.1, В.2, В.3)

Материалом для настоящей работы послужили ~1600 образцов из ~60 обнажений и скважин Печорской впадины (скв. 228), Западной Сибири (скв. 4, бассейн р. Васюган; скв. 11, 29, 32, низовья р. Пур; скв. 19, 29, 30, бассейн р. Северная Сосьва; скв. 8, 10, 011-БП, Омская область), Тургая (карьеры Соколовский, Коркино), Северного Приаралья (разрезы Сары-Оба, Тас-Аран), Северного Устьярта (разрез Актулагай), Южного Устьярта (разрез Актумсук), Прикаспийской впадины (скв.57, Утвинско-Хобдинская зона), Кавказа (разрез Хеу, Кабардино-Балкария; разрез с. Леваша, Дагестан; разрезы Ланджар и Шагап, Армения), Крыма (разрез Сувлу-Кая), Днепровско-Донецкой впадины (скв. 230), Британского сектора Северного моря (скв. BGS-81/46A), Лондонского бассейна (скв. The London Jubilee Line 404T, Shable-Hurst-Lane, Shotley, Stanford-Le-Hope, карьер Hole Farm), Дьеппского бассейна (скв. Siège-Madame, Ailly; разрезы Sotteville-sur-Mer, Cap d'Ailly, Blanc Pâtis, Vasterival, Criel); Парижского бассейна (скв. Therdonne, Le Tillet, Sinceny, Noyon 1, 2, Cuise-la-Motte, Try, Venteuil, Montmacq; обнажения Lihons, Clairoix, Rivecourt, Porquericourt, Laon, Soissons, Brimont), переходной зоны между Дьеппским, Парижским и Бельгийским бассейнами (скв. Avenois-007; Avenois-031, Vertain, Bois-de-Ville; обнажения Wizernes, Flines-les-Raches, Voiry-Notre-Dame, Erquelinnes). Изученный материал был предоставлен автору в разные годы сотрудниками ГИН РАН М.А. Ахметьевым, В.Н. Беньямовским, Е.А. Щербининой, Ю.О. Гавриловым, Э.П. Радионовой, Т.В. Орешкиной,

Н.Г. Музылевым; Е.Ю. Закревской (Гос. Геологический Музей РАН им. Вернадского), И.А. Кульковой (ИНГГ СО РАН), Т. А. Афанасьевой (Геол. Служба, Воркута), Крисом Кингом (Великобритания), Этьеном Стербо (Музей Естественной Истории, Брюссель, Бельгия), Геологической Службой Франции (Флоранс Кеснель, Орлеан, BRGM), Кристианом Дюпюи (Политехнический Институт, Монс, Бельгия), Британской Геологической Службой (Роберт В.О.Б. Нокс).

Апробация

Основные положения работы и ее отдельных вопросов докладывались на конференциях: Международной конференции “Early Paleogene Stage Boundaries” (1996, Сарагоса, Испания); Международной конференции “Late Paleocene-Early Eocene Events in Space and Time” (1997, Альбукерк, США), 8-ой Всероссийской Палинологической конференции (1997, Москва); 6-ой Международной конференции по современным и ископаемым динофлагеллатам (1998, Трондхейм, Норвегия); Международной конференции “Early Paleogene Warm Climates and Biosphere Dynamics” (1999, Гётеборг, Швеция); Международном симпозиуме по Палеопедологии (2000, Мехико, Мексика); Международном совещании Геологического Общества Франции “Paléobiodiversité. Crise. Paléoenvironnement” (2000, Париж, Франция); 11-ом Международном Палинологическом конгрессе (2004, Гранада, Испания); Международном совещании CENMOVE Workshop “Tectonic, Eustatic and Climatic Controls on Post-Mid Cretaceous North Sea Evolution” (2004, Орхус, Дания); Всероссийской Микропалеонтологической конференции (2008, Новосибирск); Международных конференциях “Climate and Biota of the Early Paleogene” (СВЕР 2009, СВЕР 2011, СВЕР 2014) (2009, Веллингтон, Новая Зеландия; 2011, Зальцбург, Австрия; 2014, Феррара, Италия); 4-ом Французском конгрессе по Стратиграфии (2010, Париж, Франция); Памятных Саксовских чтениях (2011, Новосибирск); Первом международном конгрессе по Стратиграфии (2013, Лиссабон, Португалия); Первой научно-практической конференции “Геология, Геофизика и минеральное сырье Сибири” (2014, Новосибирск); Всероссийской Палеоальгологической конференции (2016, Новосибирск).

По теме диссертации опубликовано 38 статей в рецензируемых зарубежных и отечественных журналах, одна глава в монографии (в соавторстве) и одна монография (в соавторстве).

Защищаемые положения

1. Систематический состав комплексов диноцист из изученных разрезов Западной Сибири, Печорской впадины, Тургая, восточного Пери-Тетиса и ряда районов Западной Европы включает более 250 видов. На основе морфологических и таксономических исследований сделан

пересмотр одного рода и описаны 24 вида, 21 из которых был установлен и описан автором ранее, и 3 новых вида.

2. Предложен уточненный вариант верхнепалеоценовой-эоценовой зональной шкалы по диноцистам Западной Сибири и Печорской впадины. Он содержит 18 биостратонов (17 в ранге диноцистовых зон и 1 в ранге слоёв); проведены сравнение и корреляция с зональными шкалами Западной Европы, уточнены стратиграфические интервалы западносибирских региональных стратонов. Выявлены моменты существенных перестроек палеообстановок Западно-Сибирского морского бассейна.

3. Предложен уточненный детализированный вариант эоценовой зональной шкалы по диноцистам для восточного Пери-Тетиса, включающий 20 биостратонов в ранге диноцистовых зон, в котором последовательность всех ключевых диноцистовых событий скалибрована с событиями по наннопланктону; проведены сравнения и корреляции с диноцистовыми зонами из Западной Европы; уточнен стратиграфический интервал вмещающих отложений для ряда регионов Днепровско-Донецкой впадины, Северного Кавказа, Крыма, Армении, Казахстана и Узбекистана. На основе количественных характеристик комплексов морских и континентальных палиноморф выявлены интервалы существенных изменений палеообстановок в изученных частях восточного Пери-Тетиса.

4. В результате проведенных исследований предложены новые, детализированные варианты верхнепалеоценового-нижнеипрского интервала зональной диноцистовой шкалы для Дьеппского и Парижского бассейнов, они содержат 6 биостратонов в ранге зон. На основании комплексных био-, хемо- и литостратиграфических исследований высокой степени разрешаемости выявлены особенности комплексов диноцист из т.н. спарнакских отложений: в интервале, соответствующем ПЕТМ, комплексы диноцист характеризуются экстремальным акме *Apectodinium*, иногда чередующимся с акме отдельных теплолюбивых групп гониаулакоидных диноцист.

5. Проведенные межрегиональные корреляции между разрезами палеобассейна Северного моря и восточного Пери-Тетиса указывают на наличие целого ряда синхронных для средних палеоширот раннеэоценовых диноцистовых событий, что отражает картину общего раннеэоценового климатического оптимума со сниженными температурными градиентами. Сравнительный анализ предложенных в работе зональных диноцистовых шкал для Западной Сибири, восточного Пери-Тетиса и севера Франции демонстрирует наличие большого количества общих диноцистовых зон, известных из ключевых регионов Западной Европы, что, в свою очередь, свидетельствует о потенциале использования диноцист для межрегиональных корреляций верхнепалеоценовых-эоценовых отложений западной Евразии.

6. Таксономическое и биостратиграфическое изучение цист динофлагеллат из нижнего эоцена ряда районов Евразии позволило выявить первую существенную радиацию подсемейства *Wetzelielloideae*, произошедшую в 2 этапа: первое (основное) разнообразие семейства соответствует позднему этапу ПЕТМ (как минимум 16 новых видов из 7 родов) ~55.8 млн. лет назад; второй этап – чуть позже, сразу после окончания ПЕТМ (3 новых вида), но на несколько сотен тысяч лет раньше первого появления вида *Dracodinium astra* (~55.0 млн. лет назад). Таким образом, первая радиация наиболее важного для эоценовой стратиграфии подсемейства произошла раньше, чем это представлялось предшественникам: ближе к 56 млн. лет нежели к 55 млн. лет.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из 2 томов: первый том представляет собой текст диссертации, насчитывающей 353 страницы, а второй является приложением (362 страницы), представляющим собой иллюстративный материал (183 рисунка и 140 фототаблиц). Текст диссертации состоит из введения, 8 глав, заключения, списка литературы, списка видов диноцист.

Диссертация выполнена в Лаборатории палеофлористики Геологического института РАН.

Прежде всего мне хотелось бы вспомнить с благодарностью руководителя моих студенческих работ недавно ушедшую И.А. Кулькову. Глубокая благодарность моим наставникам и научным руководителям кандидатской диссертации М.А. Ахметьеву и К. Каванетто. Выражаю свою признательность заведующему Лаборатории палеофлористики Геологического института РАН А.Б. Герману за неизменную поддержку и наставления при написании диссертации. Я особо благодарю Г.Н. Александрову за постоянную помощь, моральную поддержку и научное сотрудничество. Моя признательность Н.И. Запорожец за помощь в работе и наши дискуссии о диноцистах. Выражаю благодарность всему коллективу нашей дружной Лаборатории палеофлористики, а также заведующему Отделом стратиграфии ГИН РАН В.А. Захарову. Настоящая работа в большой степени состоялась благодаря моим коллегам из ГИН РАН, которые все эти годы предоставляли мне прекрасный материал для палинологических исследований и с которыми мы занимались изучением палеогена: Е.А. Щербининой, Ю.О. Гаврилову, В.Н. Беньямовскому, Э.П. Радионовой, Т.В. Орешкиной, Н.Г. Музылеву, С.И. Ступину.

Я глубоко признательна А.С. Андреевой-Григорович за сотрудничество, многочисленные научные консультации и за поддержку в написании докторской диссертации. Я благодарю Е.Ю. Закревскую, З.Н. Гнибиденко и Д. Д. Вагу за наше научное сотрудничество.

Моя глубокая признательность всему коллективу Лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН, прежде всего Б.Н. Шурыгину и Н.К. Лебедевой, благодаря которым часть моих палинологических исследований была проведена в Новосибирске. Отдельная благодарность новосибирским палинологам за предоставленные возможности для проведения микрофотосъемки, за помощь в моих исследованиях и дружескую рабочую атмосферу.

Отдельно я выражаю благодарность своим зарубежным коллегам, с которыми мне довелось сотрудничать в течение многих лет при изучении палеогеновых отложений Западной Европы и восточного Пери-Тетиса: датскому коллеге К. Хейльманн-Клаузену, французским коллегам Ф. Кеснель, К. Флеок, С. Гарелю, бельгийским коллегам Э. Стербо, К. Дюпюи, Э. Рошу, Т. Смиту, Ж. Янсу, Ж.-И. Сторму, Ж.-М. Баэлю, голландским палинологам Х. Бринкхуису, Э. Слуихсу, Ж. Фрилингу, канадским коллегам Г. Вильямсу и Р. Фенсому, а также уже ушедшим английским геологам К. Кингу и Р. Ноксу.

Выражаю особую благодарность моей семье и посвящаю свою диссертацию памяти моего отца, который вдохновил меня на написание этой работы и до последнего дня старался давать мне полезные советы.

Диссертация была написана при финансовой поддержке РФФИ (гранты): 98-05-64944-а, 98-05-65060-а, 99-05-65174-а, 01-05-06062-мас, 01-05-64320-а, 02-05-65170-а, 05-05-649108-а, 06-05-64618-а, 09-05-00210-а, 09-05-08000-з, 10-05-08237-з, 11-05-08067-з, 15-55-05102, а также гос. программ: 01201459195, 0135-2016-0001.

Глава 1. История стратиграфического изучения диноцист палеогена

1.1. Западная Европа (Рис. 1.1, 1.2)

Первые варианты зонального расчленения палеогеновых отложений по цистам динофлагеллат (диноцистам) в Западной Европе были предложены в конце 70-ых годов:

1) В 1973 г. Ив Каро (Y. Caro), используя виды подсемейства *Wetzelielloideae*, предложил зональную шкалу для палеоцена-нижнего эоцена Испанских Пиреней.

2) В 1976 г. Л. Коста и Ч. Дауни (Costa, Downie) предложили вариант диноцистовой шкалы для верхнего палеоцена-нижнего олигоцена южной Англии и южной части Северного моря. Эта шкала также была основана на распределении видов *Wetzelielloideae*, широко использовалась и затем (частично, в качестве т.н. "D-Zones"), была включена в последующие зональные шкалы (Costa, Manum, 1988).

3) В 1977 г. Д. Хансен (Hansen) опубликовал вариант зональной шкалы для нижнего палеоцена Дании, в дальнейшем эта шкала использовалась К. Хейльманом-Кляузенем и Пауэллом в более поздних шкалах (Heilmann-Clausen, 1988; Powell, 1992).

4) В 1978 г. Ж. Шатонёф и К. Груас-Каванетто (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto) предложили шкалу для верхнего палеоцена-нижнего олигоцена Парижского бассейна (зоны W1-W14), эта шкала была тоже основана на видах подсемейства *Wetzelielloideae*. Шкала имела определенные ограничения, связанные с установлением зон в мелководных и прибрежных фациях, что в дальнейшем повлекло за собой выявление перерывов в осадконакоплении и наличие интервалов без присутствия представителей *Wetzelielloideae*.

5) В 1980 г. Ж. Шатонёф (J.-J. Châteauneuf) представил новый вариант шкалы для Парижского бассейна в интервале среднего эоцена-начала олигоцена. Недостатком этой шкалы явилась ее разработка (как и в 1978 г.) в прибрежных отложениях, в результате чего интервалы распространения некоторых видов оказались короче, чем в открыто-морских обстановках в Северо-Западной Европе.

6) Шкала Бужака и др. (Bujak et al.) 1980 г. для эоцен-нижеолигоценового интервала в Хэмпширском и Лондонском бассейнах явилась синтезом предыдущих неопубликованных исследований авторов. Эта шкала, хотя еще и периодически используется, имела существенные недостатки: границы многих зон были установлены по большому количеству видов, что делало их достаточно пространственными; распределение таксонов не было связано с конкретными разрезами и образцами; предыдущая ветзелиелловая шкала Costa, Downie (1976) была проигнорирована. Наконец, большой недостаток состоял в том, что шкала 1980 г. явилась компиляцией трех

различных исследований диноцист, проводимых в течение 20 лет, при этом было высказано мнение, что границы зон диахронны даже внутри Хэмпширского бассейна (King, 2016).

7) В 1985 г. К. Хейльман-Кляузен (C. Heilmann-Clausen) предложил диноцистовую шкалу для палеоцена-нижнего эоцена Дании. Основанная на изучении диноцист из опорной скважины Viborg-1, эта шкала в дальнейшем была включена в последующие региональные шкалы.

8) В 1987 г. С. Стюарт (S.A. Stewart) предложил палеоцен-нижнеэоценовую шкалу для центральной части Северного моря. Это была первая основательная шкала для бассейна Северного моря, в которой впервые использовались датумы; в дальнейшем эта шкала была включена в более поздние схемы в этом регионе.

9) В 1988 г. Л. Коста и С. Манум (Costa, Manum) опубликовали зональную шкалу для палеоцен-плиоценового интервала (зоны D1-D20), которая явилась первой общей зональной схемой для палеогена бассейна Северного моря, основанной на использовании данных изучения диноцист на суше и на шельфе. Эта шкала применялась вплоть до недавнего времени, при этом позднее публиковались ее модифицированные варианты (Köthe, 1990; Powell, Brinkhuis, 2004). Согласно К. Кингу (King, 2016), использование в этой шкале множества диноцистовых событий для определения основания или кровли многих зон привело позднее к неопределенности в их выявлении. В дальнейшем, интервалы распределения целого ряда таксонов были модифицированы Д. Пауэллом (Powell, 1992).

10) В 1988 г. К. Хейльман-Кляузен (C. Heilmann-Clausen) представил новый вариант палеоцен-эоценовой шкалы для Датского бассейна; основой для шкалы послужили схемы Hansen (1977) и Heilmann-Clausen (1985).

11) В 1989 г. С. Манум и др. (Manum et al.) предложили эоцен-миоценовую диноцистовую шкалу для бассейна Норвежского моря. Эта шкала включала 15 зон, которые устанавливались по последним или первым появлениям отдельных видов (датумам). Следует отметить, что перерывы в зональной шкале отражают хиатусы внутри эоценовой и миоценовой частей.

12) Начиная с 1990 г., А. Кёте последовательно опубликовала целый ряд зональных шкал для палеогена Северо-Западной Германии (Köthe, 1990, 2003, 2005, 2012). В модифицированной версии шкалы, созданной на основе изучения скважинного материала, Кёте использует т.н. “D-Zones”, чьи границы установлены в основном по отдельным таксонам (датумам) и частично подразделяются на подзоны.

13) В 1991 г. Де Конинк (De Coninck) предложил вариант диноцистовой шкалы для нижнего эоцена Бельгии, который включал 9 диноцистовых зон.

14) В 1992 г. Градштейн (Gradstein) с соавторами предложили новую шкалу для палеоцена-нижнего миоцена северной части Северного моря и Норвежского шельфа. Следует отметить, что эта шкала основывалась на компьютерном анализе данных, полученных при изучении 3 скважин.

15) В 1992 г. Дж. Пауэлл (J. Powell) опубликовал шкалу, охватывающую интервал от палеоцена до плиоцена. Эта достаточно полная и тщательно выверенная шкала, хотя и вышла в настоящее время из пользования, была предназначена для Великобритании и смежных районов. Шкала, в основном, представляла собой компиляцию предыдущих публикаций, в основном из разрезов на суше, и включала в себя данные из работ Benedek, Müller (1974), Hansen (1977), Harland (1979), Piasecki (1980), Vujak et al. (1980), Neilmann-Clausen (1985) и Costa, Manum (1988). Шкала Пауэлла, включавшая 36 зон, объединила в себе синтез и обсуждение диапазонов распространения стратиграфически важных таксонов диноцист. Все зоны в этой зональной шкале были установлены по первым появлениям номинальных таксонов, с прямой или косвенной калибровкой со шкалами по наннопланктону Martini (1971) и планктонным фораминиферам (Blow, 1969; Berggren 1972). Схема 1992 г. в дальнейшем широко использовалась и, с рядом модификаций, послужила основой компиляционной шкалы Powell, Brinkhuis (2004). Тем не менее, следует отметить, что многие даты, использованные в шкале 1992 г., в настоящее время считаются некорректными, а использовавшиеся хроностратиграфические калибровки являются устаревшими.

16) Следующий важный этап в диноцистовой стратиграфии палеогена связан с зональными шкалами для бассейна Северного моря Бужака и Маджа для палеоцена и эоцена (Vujak, Mudge, 1994; Mudge, Vujak, 1996a, b; 2001). Зоны в шкалах Бужака и Маджа (по мнению авторов оппель-зоны) установлены по последним появлениям таксонов или последним проявлениям акме/пиков в содержании; основой для базы данных послужили результаты изучения бурового шлама при колонковом бурении. Использование в этих шкалах набора таксонов для определения границ зон/подзон, а также такие достаточно субъективные события как «конец обильного присутствия» или «конец частого присутствия» являются отрицательными аспектами этих шкал, хотя, с практической точки зрения, получили широкое использование в промышленных целях при поисках нефти в Северном море. Согласно King (2016), некоторые используемые в этих шкалах диноцистовые события оказались либо диахронными, либо слабо подтвержденными, что, в дальнейшем, было выявлено при изучении кернового материала (Neilmann-Clausen, Van Simaey, 2005).

17) В 2003 г. Х. Нор-Хансен (Nøhr-Hansen) опубликовал палеоцен-эоценовую шкалу для Западной Гренландии.

18) В 2004 г. Элдретт и др. (Eldrett et al.), используя обширную базу данных изучения интервалов распространения эоцен-олигоценовых диноцист из некарбонатных отложений скважин глубоководного бурения (ODP) в Норвежском и Гренландском морях, представили диноцистовую шкалу, скалиброванную с магнитостратиграфическими данными.

19) В 2004 и 2012 гг., в рамках статей Luterbacher et al. (2004) и Vandenberghe et al. (2012), посвященных Геологической Шкале Палеогена, Пауэлл и Бринкхуис (Powell, Brinkhuis, рис. 28.9) представили (в качестве таблицы) т.н. обзор диноцистовых событий северо-западной Европы (зоны D1-D21). В качестве основы для этой компилятивной схемы были взяты зоны из шкалы Costa, Manum (1988), с их подразделением на подзоны и добавлением некоторого числа датумов из более поздних публикаций, прежде всего из шкалы Powell (1992). В большинстве случаев для определения границ зон и подзон здесь используются первые появления видов-индексов. Согласно King (2016), представляется затруднительным оценить валидность калибровок диноцистовых событий в этой схеме, поскольку эта информация не была представлена в публикациях.

20) В последние 20 лет эоцен-олигоценовые диноцисты активно изучаются П. Гедлом (Gedl, 2004, 2005, 2013) в Польских Карпатах, однако варианты региональной диноцистовой шкалы для Польши пока отсутствуют.

1.2. Другие регионы мира

Что касается разработок зональных шкал палеогена по диноцистам за пределами Западной Европы, то здесь следует, прежде всего, отметить разработки диноцистовых шкал в Южном полушарии. Первые зональные шкалы были предложены Г. Вильсоном (G.J. Wilson) для палеоцена и эоцена Новой Зеландии (Wilson, 1984, 1988), а также Вренном и Хартом (Wrenn & Hart, 1988) для Сеймурских островов в Антарктике. В дальнейшем, для Новой Зеландии были проведены уточнения палеоценового и нижнеэоценового интервала (Crouch, 2001; Crouch et al., 2014). Зоны по диноцистам для палеогена Австралии были предложены А.Д. Партриджем (Partridge in Monteil, 2006). В последние годы, по материалам изучения скважин глубоководного бурения опубликована палеогеновая шкала по диноцистам для Южного океана (Bijl et al., 2013). Отдельные разработки местных или региональных шкал появляются для Венесуэлы (Ramirez, 2004), Ирана (Nezhad, Ghasemi-Nejad, 2016).

1.3. Территории бывшего СССР

Отложения палеогена на территории бывшего СССР формировались в разных геотектонических условиях и в целом принадлежат к трем крупным географическим единицам –

т.н. Западной системе сообщающихся морей, обширной Сибирской суше и к Тихоокеанской системе морских бассейнов. Западная акватория (части северного Тетиса и восточного Перитетиса, Тургайский пролив и Западно-Сибирский морской бассейн) охватывала Альпийскую геосинклинальную область (Карпаты, Горный Крым, Кавказ), Скифскую плиту (Причерноморская впадина и Предкавказская система впадин), Русскую платформу (Литовская, Припятская и Днепровско-Донецкая впадины, Украинский и Азовский щиты, Воронежская антеклиза, Прикаспийская впадина и Предуральский прогиб), Туранскую плиту (Средняя Азия, Мангышлак, Устюрт, Северное Приаралье, Тургайский прогиб) и Западно-Сибирскую плиту. Палеогеновые отложения имеют широкое распространение на территории бывшего Советского Союза. Первоначально на территории, занятой южными регионами бывшего СССР, существовал почти непрерывный покров палеогеновых образований, который в дальнейшем был нарушен мощными тектоническими процессами, связанными с альпийским орогенезом (Стратиграфия СССР..., 1975), в результате этого палеогеновые отложения выходят на поверхность в виде пятен различной величины или скрыты покровом мощных неогеновых и четвертичных образований. Морские отложения выходят на поверхность и вскрываются скважинами в Восточных Карпатах, Прибалтике, Белоруссии, Днепровско-Донецкой впадине, Причерноморской впадине, на юге европейской России, в Крыму и на Кавказе, в Прикаспии, Приаралье, Копетдаге, Ферганской и Иссыккульской впадинах, Западной Сибири и на Дальнем Востоке.

Первая зональная шкала по диноцистам для территории юга бывшего СССР (Карпаты, Крымско-Кавказская область, Прикаспий) была создана А.С. Андреевой-Григорович (1991, 1994) (Рис. 1.3). Эта шкала в дальнейшем, наряду с западноевропейскими шкалами, явилась основой для выявления диноцистовых зон палеоцена-эоцена в Западной Сибири и Южном Зауралье (Кулькова, Шацкий, 1990; Iakovleva, Kulikova, 2003; Васильева, 1990), а также использовалась Н.И. Запорожец для расчленения палеогеновых отложений на Кавказе, в Приаралье и на юге европейской России (Запорожец, 1989, 1998, 1999).

В Западной Сибири палеогеновые диноцисты изучались, прежде всего, Т.Ф. Возженниковой (1965, 1967, 1979), И.А. Кульковой (Кулькова, 1987, Кулькова, Шацкий, 1990, Ильина и др., 1994), а также Л.Б. Бакиевой (2003), Н.И. Запорожец (Запорожец, Ахметьев, 2013). В Зауралье и Северном Тургае диноцисты изучались О.Н. Васильевой (1990, 1999, 2000, 2006; Васильева и др., 2001, 2006; Амон и др., 2003). Палеоценовые диноцисты Поволжья изучались Г.Н. Александровой (2001, 2005, Орешкина, Александрова, 2007). Отдельные исследования диноцист в Прибалтике проводились К.Ф. Затулой (1973), Г.Н. Александровой и Н.И. Запорожец (2008). На юге Русской платформы (Ергени) диноцисты изучались Н.И. Запорожец (1998) и О.Н. Васильевой (2013а). Диноцисты Камчатки изучались Н.И. Запорожец (Запорожец и др., 2006,

2015). Диноцисты Крыма изучались К.Е. Аристовой (1971а), А.С. Андреевой-Григорович и Э.С. Олейник (Андреева-Григорович, 1991; Андреева-Григорович, Олейник, 2008)

На территории платформенной Украины стратиграфическим расчленением палеогеновых отложений по диноцистам занимались А.С. Андреева-Григорович (А.С. Андреева-Григорович и др., 1975), А.Б. Стотланд (1984, 1986), Н.А. Савицкая (1996), Т.А. Шевченко (2002). Последний вариант зональной шкалы палеогена по диноцистам для Украины предложен А.С. Андреевой-Григорович и др. (2011). В Белоруссии палеогеновые диноцисты известны благодаря работам А.Ф. Бурлак (Григялис, Бурлак и др., 1988; Мурашко и др., 2003).

На территории Казахстана (Мангышлак, Устюрт, Приаралье, Тургай), начиная с 60-ых годов прошлого века, диноцисты изучали Р.Я. Абузярова (1962), К.Е. Аристова (1971б, в, 1972, 1973), Э.С. Олейник, С.М. Бляхова, М.А. Сотникова (1996), Н.Г. Шарафутдинова (1981, 1984, 1992), Н.И. Запорожец (Запорожец, 1991; Ахметьев, Запорожец, 1992б), О.Н. Васильева (Васильева, 1994, 2013б, в; 2014а, б; Васильева, Левина, 2007; Васильева, Мусатов, 2010; Vasilyeva, Musatov, 2012), а в Таджикистане - Э.С. Олейник (1975, 1976, 1979, 1986).

Что касается Кавказа, то первые сведения о диноцистах Армении даны в работе Я.Б. Лейе (1968), позднее органикостенный фитопланктон изучался здесь А.С. Андреевой-Григорович и Н.И. Запорожец (Андреева-Григорович, 1991; Запорожец, 1989а; Запорожец, Андреева-Григорович, 1998). Исследования диноцист Северного Кавказа проводились А.С. Андреевой-Григорович (1991) и Н.И. Запорожец (Запорожец, 1991; Крашенинников и др., 1998).

Глава 2. Методика исследований

Обработка материала из разрезов Западной Сибири и восточного Пери-Тетиса (материал ГИН РАН) проводилась согласно методике, принятой в Лаборатории палеофлористики ГИН РАН (Москва). Эта методика основана на методе сепарации В.П. Гричука (1940) с использованием тяжелой жидкости, методе ацетолиза Г. Эрдтмана (Erdtman, 1943, 1960), методе плавиковой кислоты Г. Ассарссона и Е. Гранлунда (Assarsson, Granlund, 1924) и, наконец, палинологической методике ВСЕГЕИ И.В. Петровой (1986).

Образцы из осадочных пород обрабатываются следующим образом:

1. С целью удаления карбонатов образец (50-100г) подвергается действию 10%-ой соляной кислоты в течение 12 часов. В случае метаморфизованных пород осадок доводится до кипения. После удаления карбонатов образец несколько раз промывается дистиллированной водой до получения раствора с $pH=5,0$.
2. С целью освобождения от глинистых элементов образец подвергается дезагрегации и диспергированию в водных растворах диспергаторов. В качестве диспергатора используется 10%-ый раствор пирофосфата натрия (NaH_4O_7).
3. Для отделения органической фракции от минеральной используется сепарация в тяжелой жидкости $K_2[CdI_4]$ с удельным весом 2.25 г/см^3 путем центрифугирования (10 минут).
4. В случаях большого содержания в породах кремнезема (диатомиты и диатомовые глины) образец подвергается действию плавиковой кислоты (HF). Для удаления флюоро-силикатных гелей используется 10%-ая соляная кислота.
5. После использования плавиковой и соляной кислот образец промывается дистиллированной водой.
6. Для улучшения качества ископаемого материала иногда используется ацетолиз, для этого проба дегидратируется с помощью уксусной кислоты, а затем используется ацетолизная смесь: $(CH_3CO)_2O$ и H_2SO_4 в пропорции 9:1; затем образец вновь промывается дистиллированной водой.
7. Далее органический мацерат собирается в пробирки и заливается глицерином. Временные препараты изучаются в глицериновом растворе; постоянные препараты готовятся с помощью глицерин-желатина.

Палинологические образцы из изученных разрезов Западной Европы обрабатывались по методикам, принятым в Британской Геологической Службе (Riding, Kyffin-Huges, 2004), а также в Геологической Службе Франции (BRGM) и Университетах Льежа (Бельгия) и Орхуса (Дания). Основным отличием этих методик является (1) использование тяжелых жидкостей другого состава (например, $ZnCl_2$ в разбавленной HCl с удельным весом 2.0 г/см^3); (2) обязательное

использование фильтров для просеивания палиноморф (10-106 μ); (3) окрашивание мацерата сафранинином (Safranin-O) для улучшения видимости морфологических черт палиноморф; (4) палиноморфы изучаются только в постоянных препаратах, подготовленных с помощью глицерин-желатина.

Исследования палиноморф выполнены на оптических микроскопах Zeiss и Askania (объективы *25, *40, *100), с использованием фотомикроскопа Zeiss Axioscope A1.

Таксономия диноцист соответствует Индексу Ископаемых Диноцист DINOFLAJ3 Вильямса и др. (Williams et al., 2017).

Количественное послойное палинологическое изучение образцов происходит в 2 этапа:

(1) Подсчитываются 200 (если возможно) палиноморф, которые подразделяются на следующие группы: цисты динофлагеллат, акритархи, празиофиты, другие зеленые водоросли, пыльца покрытосеменных, двухмешковая пыльца хвойных, споры наземных растений, грибы, внутренние камеры фораминифер; рассчитываются процентные соотношения морских и континентальных составляющих, строятся диаграммы флуктуаций соотношений по всему изучаемому разрезу.

(2) Подсчитываются 200-250 диноцист; далее продолжается качественный анализ мацерата для выявления редко встречаемых таксонов.

(3) Подсчитанные диноцисты подразделяются на т.н. эко-группы, в которые объединяются морфологически и/или экологически близкие таксоны с целью дальнейших палеоэкологических интерпретаций комплексов палиноморф; рассчитываются процентные соотношения различных эко-групп по разрезу и строятся диаграммы этих флуктуаций.

(4) На основе полученных диаграмм, с учетом имеющихся литологических и других палеонтологических данных (известковый наннопланктон, фораминиферы, диатомовые) проводятся интерпретации палеоэкологических условий осадконакопления.

Что касается **методологического подхода**, применяемого в данной работе при проведении биостратиграфических исследований, то он, прежде всего, основан на выявлении последовательности стратиграфически важных уровней – т.н. “событий” (events) диноцист (LO – lowermost occurrence; HO – highest occurrence; акме; LCO – lowermost common occurrence), применяемых здесь в качестве «биособытий», что позволяет проводить калибровки первого порядка с событиями по известковому наннопланктону и более детально оценить полноту разреза, и, как следствие, способствует развитию внутри- и межрегиональных корреляций. При

этом следует отметить, что использование термина “event” необязательно подразумевает эволюционные события, а может подразумевать экологически контролируемое событие.

При описании палинологических результатов в изученных разрезах используется термин «диноцистовый интервал», под которым понимается часть конкретного разреза с определенным комплексом диноцист (присутствие стратиграфических маркеров и количественные характеристики палинологических ассоциаций).

Абсолютный возраст биохронов взят из работ Ванденберга с соавторами (Vandenbergh et al., 2012).

Последние 40 лет органикостенные цисты динофлагеллат всё чаще используются в качестве индикаторов палеообстановок (Downie et al., 1971; Mudie, Harland, 1996; Wall et al., 1977; Dale, 1996; Sluijs et al., 2005). Наилучшим образом палеоэкология диноцист изучена для четвертичного периода, поскольку существуют большое количество таксонов, которые продолжают существовать в настоящее время; при этом исследования из четвертичных отложений указывают на то, что динофлагеллаты очень чувствительны даже к небольшим изменениям параметров поверхностных вод (Harland, 1983; de Vernal, Mudie, 1992; Sangiorgi et al., 2002). Для более ранних геологических эпох выявление экологических предрасположенностей динофлагеллат становится более затруднительным, поскольку резко увеличивается количество исчезнувших таксонов. Тем не менее, в последние 10-15 лет, в связи с активным бурением океанических скважин в обоих полушариях, наблюдается существенный прогресс в изучении палеоэкологии ископаемых динофлагеллат (Brinkhuis et al., 2003; Williams et al., 2004; Sluijs et al., 2005).

В 2005-ом году А. Слуйкс с соавторами (Sluijs et al, 2005) представили наиболее полный обзор применяемых в настоящее время методов выявления экологических и климатических признаков различных групп палеогеновых диноцист. При этом авторы указали на тот факт, что для палеоэкологических реконструкций палеогеновых обстановок по возможности применяется метод актуализма, успешно используемый для изучения четвертичного периода.

Палеопродуктивность

Реконструкции моделей продуктивности эукариотов в морских обстановках представляют собой большой интерес, поскольку напрямую связаны с важными климатическими характеристиками, такими как модели поверхностных течений, апвеллинг, перемешивание водных масс и глобальный цикл углерода (Berger et al., 1989). Диноцисты не только обильны в неритических обстановках и стойки к химическому разложению, но также очень восприимчивы даже к малым изменениям в доступности питательных веществ и к свойствам поверхностных вод в целом (Dale, 1996). Цисты гетеротрофных динофлагеллат (протоперидиниодные цисты),

например, изобилуют в зонах океанического апвеллинга (Reinchart, Brinkhuis, 2003), что может быть использовано для реконструкции продуктивности эукариотов. Выявление изменений продуктивности на основе изучения диноцист для палеогеновой эпохи четко связано с соотношением в комплексе перидиниоидных (P) цист к гониаулакоидным цистам (G). Этот принцип, основанный на изучении четвертичных комплексов диноцист, базируется на различиях образа жизни динофлагеллат, формирующих перидиниоидные или гониаулакоидные цисты: перидиниоидные цисты представляют собой цисты гетеротрофных динофлагеллат, питающихся диатомеями, тогда как гониаулакоидные цисты являются цистами автотрофных динофлагеллат (Powell et al., 1992). Величина флуктуаций перидиниоидных/ гониаулакоидных диноцист в комплексе рассчитывается по формуле $P/G = nP/(nP+nG)$, где n – количество экземпляров в комплексе.

Что касается палеогеновых прибрежных и неритических зон, то повышение продуктивности может быть выявлено по увеличению в комплексе представителей перидиниоидных подсемейств *Deflandreae* и *Wetzelielloideae* (Sluijs et al., 2005). Предполагается, что представители перидиниоидных родов *Deflandrea* и *Phthanoperidinium* представляют собой цисты морских, достаточно мелководных гетеротрофных динофлагеллат, тесно связанных с обстановками речных дельт и богатых органикой фаций (Brinkhuis et al., 2003).

Колебания температур поверхностных вод

Температура поверхностных вод (Sea Surface Temperature, SST) считается одним из наиболее важных параметров, характеризующих экологические условия древних морей и океанов и, таким образом, является решающим фактором в моделировании палеоклиматов (Wefer et al., 1999). Как и для любой другой группы морских микроорганизмов, температура строго контролирует темпы роста и, таким образом, играет важную роль в распределении видов динофлагеллат. Всё большее количество данных указывает на то, что динофлагеллаты, в сравнении с другими микрофоссилиями, особенно чувствительны к температурным изменениям, что выдвигает их на первый план в качестве прекрасного инструмента для реконструкций температур поверхностных вод. Для оценки SST используются и количественные, и качественные характеристики комплексов палеогеновых диноцист, основанные на эмпирической и статистической дифференциации диноцист в тепловодные, умеренные и холодноводные группы таксонов; при этом флуктуации в соотношениях таких групп интерпретируются в качестве температурных изменений. Так, широко известный палеоцен-эоценовый род *Apectodinium* считается показателем высоких SST, его расцвет пришелся на Палеоцен-Эоценовый Термический Максимум (Crouch et al., 2001), тогда как позднеэоценовый-олигоценый род *Svalbardella* считается представителем холодноводных обстановок (Brinkhuis et al., 2003).

Изменения солености

Соленость, наряду с температурой, определяет плотность водных масс и, таким образом, представляет собой важный компонент, контролирующий термогалинную циркуляцию. Поскольку соленость является главным фактором, контролирующим осмотические изменения в микроорганизмах, она играет важную роль в распределении динофлагеллат (de Vernal et al., 1994). Известно, что соленость может влиять и на морфологию цист у определенных видов (Wall et al., 1973; Wall, Dale, 1974; Lewis et al., 2003). Согласно Wall et al. (1973), Wall, Dale (1974), в обстановках с пониженной соленостью (в сравнении с нормально-солеными комплексами) увеличивается количество диноцист с укороченными выростами, вариациями в развитии септ и преобладании крестообразных форм цист над округлыми.

Что касается палеогеновых таксонов, то широко развитые в течение всего палеогена различные морфотипы рода *Spiniferites* являются характерными для обстановок с нормальной соленостью (Sluijs et al., 2005). Среди палеогеновых таксонов выделяется т.н. эко-группа *Homotryblium*, которая считается как толерантной к повышенной солености воды (Brinkhuis, 1994), так и, совместно с большим содержанием пресноводных водорослей *Pediastrum*, может характеризовать полуопресненную обстановку.

Удаленность от берега

Исходя из основного образа жизни цистообразующих динофлагеллат (в основном неритические обстановки) и адаптации многих видов к определенным условиям поверхностных вод, представляется возможным использовать комплексы морских диноцист для реконструкций влияния прибрежных вод в более удаленных от берега местах (Brinkhuis, 1994). Так, начиная с конца 70-ых годов (Wall et al., 1977; Dale, 1996) были выявлены особенности распределения различных палеогеновых диноцист внутри неритического-океанического трансекта; отсутствие или присутствие определенных таксонов, характерных для океанических обстановок, а также относительные изменения в таксономическом составе ассоциаций могут характеризовать прибрежные или более удаленные морские обстановки: так, роды *Impagidinium* и *Nematosphaeropsis* считаются показателями океанических обстановок и их присутствие может использоваться в качестве инструмента разграничения удаленных, олиготрофных обстановок от более прибрежных; практически все другие таксоны являются представителями прибрежных-неритических обстановок.

Применение диноцист в сиквентной стратиграфии

Состав и таксономическое разнообразие комплексов диноцист могут служить индикатором состава водных масс, который тесно связан с близостью к береговой линии. Состав и разнообразие комплекса могут быть использованы для выявления трансгрессивно-регрессивных

фаз и могут быть связаны с изменениями уровня моря. В связи с этим в последние 30 лет (начиная с работы Naq et al., 1987) диноцисты достаточно успешно используются в сиквентной стратиграфии. На настоящий момент принято считать, что (1) наибольшее видовое разнообразие в комплексе соответствует высокому уровню моря; (2) увеличение в содержании внешне-неритических и океанических таксонов (*Impagidinium*, *Nematosphaeropsis*) указывает на повышение уровня моря, тогда как увеличение количества неритических и прибрежных видов интерпретируется в качестве указателя регрессивного тренда (Brinkhuis, Biffi, 1993). Согласно данным изучения нижнеолигоценовых отложений в Бельгии (Stover, Hardenbol, 1994), количество видов диноцист довольно резко увеличивается в течение т.н. трансгрессивного тракта (transgressive systems tract) выше подстилающей границы между последовательностями (sequence boundary). Количество видов диноцист остается сравнительно постоянным в течение ранней стадии тракта высокого стояния воды (hightstand systems tract), а затем существенно сокращается в конце отложения этого тракта. Согласно данным изучения диноцист из верхнемеловых-нижнепалеогеновых отложений США (Moshkovitz, Habib, 1993), наименьшее количество видов наблюдается в отложениях, соответствующих тракту низкого стояния воды (lowstand systems tract).

Стратификация вод

Большая часть видов динофлагеллат известны из мелководных морских (шельфовых) обстановок, что объясняется тем, что динофлагеллаты нуждаются в возможности возвращения в фотическую зону после момента эксцистирования, что и ограничивает максимальную глубину обитания и препятствует появлению большинства цистообразующих видов в открытом океане.

Насыщенность воды кислородом

Известно, что доступность кислорода является основным фактором, контролирующим разнообразие и обилие бентосной биоты и, соответственно, может предоставлять палеокеанографическую, палеогеографическую и палеоклиматическую информацию. Исследования современных динофлагеллат показывают, что доступность кислорода существенно влияет на рост цист, а анаэробные условия полностью препятствуют эксцистированию большинства таксонов (Anderson et al., 1987). Поскольку диноцисты в шельфовых обстановках достигают дна до момента эксцистирования, и подвергаются влиянию придонных условий, диноцистовые комплексы шельфовых обстановок могут нести информацию о доступности кислорода на дне. И хотя шельф обычно является хорошо проветриваемым, исследования палеогеновых диноцист из богатых органикой отложений всё-таки выявляют изменения, которые можно связать с доступностью кислородом. Так, например, отложения, возникшие под действием низкокислородных условий, характеризуются комплексами диноцист

с малым разнообразием и доминированием некоторых определенных таксонов, например, *Thalassiphora pelagica* (Pröss, 2001).

Исходя из анализа имеющейся литературы, затрагивающей вопросы палеоэкологии палеогеновых диноцист, а также с учетом данных автора, на Рис. 2.1 представлены основные эко-группы палеогеновых диноцист и их возможные палеоэкологические приуроченности.

Другие водные палиноморфы

(1) Акритархи: известны от пресноводных до океанических отложений, однако наибольшее количество в комплексе характерно для сравнительно близких к берегу (но открытых): от внутренне-неритических до прибрежных обстановок (Powell et al., 1996; Петросьянц, 1984).

(2) Празинофит *Pterospermella*: от ограниченно-морских до опресненных обстановок (Powell et al., 1996).

(3) Празинофит *Tasmanites*: обитатели прибрежно-морских и относительно глубоководных зон морского бассейна. Благодаря эвригалинности *Tasmanites* могут существовать как в опресненных водах, так и в замкнутых морских бассейнах, соленость которых превышает нормально морские (более 35%). Водоросли обладают высокой степенью адаптивности за счет миксотрофного типа питания, эвритермности, эвригалинности, инцистирования и способности к вертикальной миграции. Повышенная биопродуктивность празинофитов в современных условиях наблюдается на границе река–море, например, после ливневого сброса рек (Здобнова, 2011).

(4) Зеленые водоросли *Pediastrum*: пресноводные водоемы, заболоченные озера (Петросьянц, 1984).

(5) Мегаспоры *Azolla*: мелководные солоноватоводные условия близ устьев рек или континентальные прибрежно-морские условия вдоль береговой линии (Петросьянц, 1984).

(6) Внутренние камеры фораминифер: предполагается, что это части бентосных фораминифер из относительно близких к берегу сред обитания в переходный период от нормально морских к ограниченно-морским обстановкам; также известны из зон апвеллинга (Powell et al., 1992). Согласно М.А. Петросьянц (1984), большое количество микрофораминифер может быть характерно для открытого моря.

(7) Грибы: дельтовые и болотные обстановки (Петросьянц, 1984).

Глава 3. Систематика: краткие сведения о диноцистах и описание видов диноцист

Современные динофлагеллаты (5-10 μm , максимально 2мм в диаметре) являются в основном одноклеточными организмами, представляющими собой подвижные клетки с двумя жгутиками (Рис. 3.1, 3.2), позволяющими организмам перемещаться в воде вращательным или винтообразным путем. Название «динофлагеллаты» происходит от греческого “dinos” («вихревое движение») и латинского “flagellum” («маленький хлыст»). Многие из динофлагеллат имеют целлюлозную, в редких случаях кремнистую или известковую оболочку.

Динофлагеллаты составляют часть отдела Dinoflagellata царства Protista. В прошлом зоологи относили их к протозоа, а ботаники - к водорослям. В настоящее время организмы, относящиеся к динофлагеллатам, характеризуются (1) наличием в жизненном цикле стадии подвижной клетки с двумя жгутиками, (2) наличием специального типа ядра, называемого **динокарионом**.

Живая клетка динофлагеллат обычно окружена клеточной мембраной, называемой амphiesмой. Внутри амphiesмы обычно находится один слой везикул (пузырьков). Везикулы могут содержать текальные пластинки, обычно состоящие из целлюлозы; в таком случае организм называется текальным. Количество и расположение везикул (обычно с пластинками) представляет собой **табуляцию**, которая является наиважнейшим признаком классификации, особенно у ископаемых форм. Табуляционные модели современных и ископаемых динофлагеллат могут быть объединены в 6 типов: гимнодиниоидный, суэссиоидный, **гониаулакоидно-перидиниоидный**, динофизиоидный, нанноцератопсиоидный и протоцентроидный. Палеогеновые ископаемые формы обладают только гониаулакоидно-перидиниоидным типом табуляции, при котором везикулы имеют хорошо развитые текальные пластинки, собранные в 5 или 6 широтных серий и продольную сулькальную серию. Для данного типа табуляции наиболее широко принятой системой номенклатуры пластинок является система Кофоида (Kofoid, 1907; 1909).

Преобладающей стадией в жизненном цикле динофлагеллат является двухжгутиковая гаплоидная подвижная стадия. При этом динофлагеллаты размножаются простым делением на две дочерние клетки. Многие свободноплавающие динофлагеллаты продуцируют **цисты**: это могут быть временные, вегетативные и покоящиеся цисты. Только покоящиеся цисты сохраняются в ископаемом состоянии, они обычно возникают в результате полового деления, являются, таким образом, диплоидными и называются зиготными покоящимися цистами или гипнозиготами. Покоящиеся цисты падают на морское дно или остаются в толще воды в

состоянии покоя. Период этой заторможенности цисты может быть различным: от нескольких месяцев до нескольких лет. Эти цисты являются защитными и обычно позволяют протоплазме пережить неблагоприятные условия. Освобождение подвижной клетки, или **эксцистирование**, вызывается комплексом факторов, включающим повышение температуры. Континентальный шельф с глубиной воды не более 40 метров является наиболее благоприятным местом для эксцистирования; ниже 200 метров вода слишком холодная для процесса развития. Эксцистирование из цисты происходит через отверстие, называемое **археопилем**.

Большинство ископаемых цист динофлагеллат (диноцист) имеют общий размер от 25 до 200 μm . Они могут быть сферическими, овальными, эллипсоидальными, удлинёнными или перидиниоидными и обычно имеют рога. Наличие или отсутствие шипов или выростов определяет деление цист на 2 типа: **проксиматный** (лишены выростов) и **хоратный** (обладают основным телом, несущим сильно развитую орнаментацию или выросты). Цисты, имеющие внутреннее и внешнее тела, находящиеся в ограниченном контакте между собой, называются **каватными**. Стенка цисты может состоять из одного слоя (автофрагмы), двух слоев (внутренней эндофрагмы и внешней перифрагмы) или же из трех слоев. В последнем случае слои называются эндофрагмой, мезофрагмой и перифрагмой. Эксцистирование динофлагеллат происходит через разрыв стенки цисты, обычно это происходит путем смещения одной или нескольких парапластинок, формирующих археопиль. Тип археопиля является важным морфологическим признаком.

Классификация динофлагеллат, для того, чтобы отражать филогению, должна включать как современные, так и ископаемые формы. По этой причине Фенсом с соавторами (Fensome et al., 1993) создали объединенную классификацию (Рис. 3.3, 3.4), широко принятую сейчас международным сообществом специалистов, изучающих динофлагеллаты.

В изученном автором материале из палеогеновых отложений Западной Сибири, Печорской впадины, Тургайского прогиба, восточного Пери-Тетиса, юго-восточной оконечности палеобассейна Северного моря были выявлены богатые диноцистовые комплексы и определено более 250 видов диноцист. Ниже приводятся описания опубликованных автором в разные годы видов, а также нескольких новых видов.

Отдел DINOFLAGELLATA (Bütschi 1885) Fensome et al. 1993

Класс DINOPHYCEAE Pascher 1914

Подкласс PERIDINIPHYCIDAЕ Fensome et al. 1993

Порядок PERIDINIALES Haeckel 1894

Семейство PERIDINIACEAE Ehrenberg 1831

Подсемейство DEFLANDROIDEAE

Род *Alterbidinium* Lentin et Williams 1985*Alterbidinium rugulum* Iakovleva et Kulkova 2001

Фототаблица 1, Рис. 1-4, 7.

Alterbidinium rugulum Iakovleva et Kulkova 2001: Iakovleva, Kulkova, 2001, с. 16, табл. 8, фиг. 12-14.

Происхождение названия. От латинского “*rugosus*” – морщинистый.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 1, фиг. 1-4, стекло № P32-156.0-1; скважина №32, Пур, глубина 156.0 м; ирбитская свита; нижний эоцен, Западная Сибирь.

Диагноз. Циркумкватная перидиноидная циста с бугорчатой перифрагмой.

Описание. Циста циркумкватная; перифрагма и эндофрагма бугорчатые. Эпициста треугольной формы; апикальный вырост укороченный с усеченным апексом. Апикальные рога симметричные, укороченные. Эндоциста овальная, вытянутая в латеральной части. Археопиль интеркалярно-прецинггулярного типа; пиллом гекса-тетаформы.

Размеры. Голотип: длина перицисты: 81.6 μm ; ширина перицисты: 63.7 μm ; длина эндоцисты: 58.7 μm ; ширина парацинггулома: 7.65 μm .

Сравнение. Вид *Alterbidinium rugulum* отличается от других видов этого рода (особенно от наиболее близкого палеоценового *Alterbidinium circulum* Heilmann-Clausen) округлой формой цисты, морщинистой, бугорчатой поверхностью и симметрией антапикальных рогов.

Распространение. Западная Сибирь, низовья Пура; нижний эоцен.

Материал. 10 экземпляров хорошей сохранности.

Подсемейство WETZELIELLOIDEAE (Vozzhennikova 1961) Bujak et Davis 1983

Род *Axioidinium* Williams et al. 2009 in Fensome et al. 2009

Axiodinium sparnacium Iakovleva 2016

Рис. 3.7; Фототаблица 12, фиг. 6, 9-11

Axiodinium sparnacium Iakovleva: Iakovleva, 2016, с. 4, табл. 1, фиг. 6, 9-11.

Происхождение названия. От “Спарнак” (Sparnacian) - отложений особого генезиса в Парижском и Дьепском бассейнах, соответствующих переходу от палеоцена к эоцену.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 12, фиг. 10-11; стекло MPA 61459-7; England Finder координаты R29; образец 1-22, ~7.0 м глубины; BRGM Научная скважина Sinceny; Пачка Sinceny; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Паратип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 12, фиг. 6, 9; стекло MPA 61459-5; England Finder координаты O10/4; образец 1-22, ~7.0 м глубины; BRGM Научная скважина Sinceny; Пачка Sinceny; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Диагноз. Вид рода *Axiodinium* с округлой перицистой со слабо развитыми или отсутствующими рогами, с нетабулярными выростами, только иногда слегка отражающими табуляцию.

Описание. Циркумкватная циста среднего размера округлой формы. Апикальный рог в лучшем случае слабо развит; латеральные рога отсутствуют; антапикальные рога слабо развиты, приблизительно равного размера и формы в виде выступов на перифрагме. Орнаментация перифрагмы включает в себя нетабулярные выросты, которые дистально свободны или раздвоены, некоторые группы выростов отражают табуляцию. Эндоциста круглая. Археопиль экиепелиформный; оперкулом свободный.

Размеры. Голотип: длина перицисты 79 μm ; ширина перицисты 79 μm ; длина эндоцисты 59 μm ; ширина эндоцисты 54 μm . Паратип: длина перицисты 79 μm ; ширина перицисты 81 μm ; длина эндоцисты 59 μm ; ширина эндоцисты 63 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 64–85 μm (средняя величина 76 μm); ширина перицисты 61–86 μm (средняя величина 76 μm); длина эндоцисты 47–63 μm (средняя величина 57 μm); ширина эндоцисты 46–63 (средняя величина 56 μm). Измерено восемь экземпляров.

Сравнение. Этот вид отличается от всех других видов рода *Axiodinium* своим меньшим размером и отличительной округлой формой. С учетом некоторых выростов, которые отражают табуляцию, *Axiodinium sparnacium* может рассматриваться как переходный к роду *Vallodinium*.

Распространение. Франция, Парижский и Дьепский бассейны, базальный эоцен.

Материал. 40 экземпляров хорошей сохранности.

Фототаблица 12, фиг. 3

Замечание. Этот таксон очень близок к виду *Apectodinium homomorphum*, но отличается своей четкой циркумкватностью.

Axiodinium sp. B Iakovleva 2016

Фототаблица 13, фиг. 10, 13

Замечание. Габитус этого таксона близок к габитусу вида *Apectodinium quinquelatum*, но отличается своей циркумкватностью и наличием групп выростов, отражающих табуляцию.

Axiodinium sp. C Iakovleva 2016

Фототаблица 11, фиг. 9, 12; Фототаблица 12, фиг. 8, 11

Замечание. Этот таксон отличается от вида *Apectodinium parvum* своей циркумкватностью.

Род *Dracodinium* (Gocht 1955) Williams et al. 2015*Dracodinium magnificum* (Iakovleva et Kulkova 2001) Williams et al. 2015

Фототаблица 1, фиг. 5-6, 8

Wetzeliella coronata subsp. *magnifica* Iakovleva et Kulkova 2001: Iakovleva, Kulkova, 2001, с. 18, табл. 6, фиг. 3-4.

Происхождение названия. От латинского “*magnificum*” – восхитительный.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 1, фиг. 5-6, 8, стекло № 77.5-2; скважина №32, Пур, глубина 156.0 м; нюрольская свита; нижний эоцен; Западная Сибирь.

Диагноз. Циркумкватная ветзелиеллоидная циста с латипелиформным археопилем; орнаментированная выростами на латеральных сторонах и рогах.

Описание. Циста циркумкватная. Форма теки – округлая пентагональная с укороченными рогами. Апикальные рога равные; латеральные рога резко срезаны и очень укорочены. Внутреннее тело от овального до круглого, темного цвета, с гранулированной поверхностью. Перициста широкая, слегка гранулированная, орнаментированная выростами на латеральных сторонах, апикальном и антапикальном рогах. Выросты очень малочисленны на дорзальной и

вентральной сторонах и расположены беспорядочно. Цингулюм просматривается только на латеральных рогах. Археопиль латиепелиформный.

Размеры. Голотип: длина перицисты: 124 μm ; ширина перицисты: 108 μm ; длина эндоцисты: 80 μm ; ширина эндоцисты: 72 μm ; длина выростов на перифрагме: 20 μm .

Сравнение. Вид *Dracodinium magnificum* отличается от вида *Dracodinium coronatum* (Vozzhennikova) Williams et al. своей очень округлой формой и заметным сокращением апикального, латеральных и антапикальных рогов, а также более широкой по бокам перицистой.

Распространение. Западная Сибирь, нижний эоцен.

Dracodinium? modestum Iakovleva 2016

Рис. 3.7; Фототаблица 11, фиг. 3, 6

Dracodinium? modestum Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 5, табл. 3, фиг. 3, 6.

Происхождение названия. От латинского *modestus*, имея в виду маленький (для Wetzelielloideae) размер перицисты и почти отсутствие латеральных и антапикальных рогов.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 11, фиг. 3, 6; стекло MPA 62334-4; England Finder координаты M39/3; образец LT-60, ~148.8 м глубины; BRGM Научная скважина Le Tillet, основание Пачки Sinceny; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Диагноз. Вид рода *Dracodinium* с овоидальной циркумкватной перицистой, не имеющей латеральных рогов и имеющей едва видимые апикальный и два антапикальных рога.

Описание. Узко-циркумкватная перициста среднего размера. Перицель узкий. Апикальный рог едва виден; латеральные рога отсутствуют; антапикальные рога очень маленькие и представляют собой скорее выступы на перифрагме. Перифрагма орнаментирована короткими выростами, которые дистально булавовидные. Выросты, в основном, нетабулярные, но некоторые неотчетливо отражают табуляцию. Эндоциста субсферическая; эндофрагма тонкая и гладкая. Археопиль латиепелиформный; оперкулюм свободный.

Размеры. Голотип: длина перицисты 80 μm ; ширина перицисты 73 μm ; длина эндоцисты 66 μm ; ширина эндоцисты 65 μm .

Сравнение. *Dracodinium modestum* отличается от других видов *Dracodinium* своим овоидальным габитусом, меньшим размером (длина перицисты меньше 90 μm), отсутствием латеральных рогов и существенно уменьшенными антапикальными выростами. Поскольку некоторые выросты нечетко указывают на сутуральные швы, этот таксон может рассматриваться как промежуточный между родами *Dracodinium* и *Stichodinium*; соответственно, он под вопросом включен в род *Dracodinium*.

Распространение. Франция, Парижский бассейн; базальный эоцен.

Род *Epelidinium* Williams et al. 2015

Epelidinium pechoricum (Iakovleva et Heilmann-Clausen 2007) Williams et al. 2015

Рис. 3.5; Фототаблица 2, Рис. 1-12; Фототаблица 3, Рис. 1-6; Фототаблица 4, Рис. 1-4;
Фототаблица 5, Рис. 1-4

Wilsonidium pechoricum Iakovleva et Heilmann-Clausen 2007: Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2007, с. 1024-1025, 1027–1031, табл. 2, фиг.1–5; табл. 3, фиг. 1–12 ; табл. 4, фиг. 1–6; табл. 5, фиг. 1–4; табл. 6, фиг. 1–4

Синонимика. *Rhombodinium* sp. в Ахметьев, Запорожец (1996), табл. 3, фиг. 4; “*Wilsonidium pechoricum*” в Iakovleva (2000), табл. 6, фиг. 5-10; *Rhombodinium* sp. в Crouch et al. (2003), табл. 4, фиг. 6, 7.

Происхождение названия. По названию Печорской впадины, где был выявлен голотип вида.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 2, фиг. 1; стекло 281.5-1; England Finder координаты O41/2; обр. 281.5 м, верхи кыршорской свиты; скв. 228; базальный эоцен; Печорская впадина.

Паратип 1. Экземпляр, изображенный на фототаблице 2, Рис. 2; стекло 2493a-1; England Finder координаты N52/3; ирбитская свита; скв. У-19, базальный эоцен; Западная Сибирь.

Паратип 2. Экземпляр, изображенный на фототаблице 2, Рис. 11; стекло 2352-F1; England Finder координаты V29; свита Антеринг; разрез Антеринг; базальный эоцен; Австрия.

Диагноз. Тонкостенная ветзелиеллоидная циста с хорошо развитым правым антапикальным рогом и редуцированным левым антапикальным рогом. Иногда наблюдается мезофрагма. Паратабуляция частично отражается тонкими парасутуральными шишиками или конусиками. Археопиль квадра-типа с 4 равными сторонами, экиепелиформный. Оперкулюм свободный.

Описание. Тонкослоистый, среднего до мелкого размера вид подсемейства *Wetzelioideae*. Циста сжата дорзовентрально. Габитус цисты пентагональный до почти ромбического. Апикальный и латеральные рога разной длины. Антапикальные выросты отличаются по размеру: правый рог хорошо развит, тогда как левый рог всегда короче правого и может вообще отсутствовать. Циста циркумкватная; эндоциста круглая, тонкостенная. У экземпляров хорошей степени сохранности наблюдается мезофрагма между эндо- и перифрагмами. При этом мезофрагма различима только на части цисты, наилучшим образом под рогами. Мезофрагма формирует хорошо развитый апикальный рог внутри перицисты. Перифрагма гладкая и

орнаментирована небольшим количеством коротких, нитеобразных шипиков или тонких гранул. Орнаментация в основном указывает на парасутуры, наилучшим образом развитые вдоль парацингулюма и латеральных краев цисты. Частично отраженная табуляция указывает на нормальную ветзелиеллоидную паратабуляцию (Рис. 3.5). Отделенные эндо- и периирхеопили выявляются в редких случаях (Фототаблица 5, фиг. 4). Периирхеопиль четко четырехсторонний, с 4 прямыми сторонами, представляющими собой вторую переднюю табличку квадрата-типа. Археопиль экиепелиформный; оперкулюм свободный.

Размеры. Голотип: длина перицисты 101 μm ; ширина перицисты 97 μm . Паратип 1: длина перицисты 81 μm ; ширина перицисты 77 μm . Паратип 2: длина перицисты 80 μm ; ширина перицисты 74 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 73-102 μm (средняя величина 87 μm); ширина перицисты 61-114 μm (средняя величина 89 μm). Измерено 18 экземпляров.

Замечания. Интеркалярный археопиль квадрата-типа является общей чертой всех представителей подсемейства *Wetzelielloideae* (Lentin, Williams, 1976; Fensome et al., 1993) и наблюдается только у представителей этого подсемейства. В соответствии с новой систематикой Williams et al. (2015), бесспорное наличие интеркалярного экиепелиформного археопиля и наличие парасутуральной орнаментации указывают на принадлежность этого вида к роду *Epelidinium*.

С целью определения, какой же из двух антапикальных рогов у нового вида является редуцированным, 24 экземпляра были изучены в световом микроскопе при увеличении *1000 (5 экземпляров из Печорской впадины, 3 из Западной Сибири, 4 из Казахстана и 12 из Австрии). Для решения этого вопроса необходимо знать дорзо-вентральную ориентацию цисты в стекле. Хотя циста сжата дорзовентально, для 23 экземпляров ориентация была определена достаточно точно. Все эти 23 экземпляра обнаружили редуцированные или полностью отсутствующие левые антапикальные рога. Некоторые из этих экземпляров показаны на фототаблицах 4 и 5. Дополнительные 15 экземпляров из Казахстана и Австрии были изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа, и все продемонстрировали левый редуцированный антапикальный рог; восемь из них изображены на фототаблицах 4 и 5. На основании этих данных можно сделать вывод о том, что редукция левого антапикального рога является диагностическим признаком нового вида *Epelidinium pechoricum*.

Следует отметить, что диноцисты с двумя неравноценными антапикальными рогами, у которых левый оказывается короче (как у *Epelidinium pechoricum*), представляют собой очень редкий случай в ископаемой летописи. Согласно Taylor (1987) и Fensome et al. (1993), динофлагеллаты демонстрируют общую тенденцию к асимметрии в левую сторону, например, в

случае антапикальных рогов, когда левый обычно оказывается длиннее правого. В семействе *Wetzelielloideae* в антапикальной части наблюдаются два неравных рога, из которых левый всегда длиннее, или же имеется только один левый рог (Lentin, Williams, 1976; Fensome et al., 1993).

Тем не менее, доминирование левого антапикального рога у динофлагеллат не является всеобщим. Теки некоторых современных перидиниоидных динофлагеллат имеют неравные антапикальные рога. При этом, согласно Evitt (1985), более длинным рогом всегда оказывается правый, то есть ситуация с асимметрией у современных динофлагеллат четко противоположная той, которая наблюдается у ископаемых таксонов. Фотографии электронного сканирующего микроскопа с изображением тек некоторых четвертичных перидиниоидных видов с более длинными правыми антапикальными рогами, выступами или шипами были включены в работу Доджа (Dodge, 1985), например, *Protoperidinium claudicans* (Paulsen 1907) Balech 1974 и *Protoperidinium steinii* (Jørgensen 1900) Balech 1974. Однако, ни одна из тек этих видов, изображенных в работе Dodge (1985), на самом деле не демонстрирует четкой асимметрии, и большинство проиллюстрированных видов имеют скорее симметричные антапикальные области.

Контраст между современными и ископаемыми асимметричными перидиниоидными до сих пор не обсуждался в литературе. Ее экологическое значение (если таковое имеется) также не известно. Цисты рассматриваемого здесь вида *Epelidinium pechoricum* с редуцированным левым антапикальным рогом происходят из удаленных морских бассейнов палеогена, и такая левосторонняя редукция, скорее всего, является генетически контролируемой. Современные перидиниоидные динофлагеллаты не являются близко связанными с исчезнувшим подсемейством *Wetzelielloideae*, отличающимся характерной паратабуляцией дорзальной эпицисты. Редукция левого антапикального рога у вида *Epelidinium pechoricum* и у некоторых современных перидиниоидных, таким образом, является следствием конвергентной эволюции у различных групп.

Раннемеловой вид *Cometodinium habibii*, описанный Monteil (1991), имеет асимметричное расположение парапластинок (то есть общую организацию цисты), которое является зеркальным отображением (энантиморфа) расположения пластинок у других таксонов диноцист. Согласно Monteil (1991), кроме случая этого мелового вида, на данный момент не существует других примеров, представляющих собой случаи энантиморфности среди динофлагеллат. В связи с этим возникает вопрос, является ли вид *Epelidinium pechoricum* энантиморфой или же он демонстрирует нормальное расположение пластинок. Однако, как и у многих других перидиниоидных, модель парапластинок практически симметричная (Рис. 3.5), что не позволяет определить нормальное или зеркальное расположение табличек. Парацингулюм демонстрирует

практически отсутствие спиральности у большинства изученных экземпляров (Фототаблицы 4, 5), но у голотипа парацингулюм слегка спиральный (Рис. 3.5) и показывает правостороннее смещение, то есть правый конец парацингулюма более выдвинут вперед, чем левый конец. У современных динофлагеллат левостороннее смещение цингулюма гораздо более часто встречаемое, нежели правостороннее. Правостороннее смещение в настоящее время наблюдается только у нескольких видов *Protoperidinium* Bergh 1881 (Taylor, 1987). Судя по голотипу, отмеченному редким вариантом смещения, *E. pechoricum* может считаться энантиморфой. Однако, смещение не выявлено четким образом у других экземпляров, что оставляет вопрос энантиморфности этого вида на настоящий момент под вопросом. Соответственно, при изучении *E. pechoricum* рассматривалось нормальное направление скручивания (без учета энантиморфности).

Наличие мезофрагмы также является редким признаком диноцист. Среди перидиниоидных цист мезофрагма известна у раннемелового вида *Cepadinium variabile* Duxbury 1983. Также, мел-палеогеновый вид *Palaeoperidinium pyrophorum* (Ehrenberg 1838) Sarjeant 1967 имеет средний слой стенки, хотя, возможно, не соответствующий мезофрагме *E. pechoricum*: у *E. pechoricum* стенки тонкие и мезофрагма идентифицируется только у экземпляров хорошей степени сохранности и может быть прослежена лишь вдоль части края цисты.

Epelidinium pechoricum отличается от видов *Epelidinium leptotoichum* и *Epelidinium brinkhuisii* атипичной асимметрией антапикальных рогов, наличием мезофрагмы, а также большим дорзо-вентральным сжатием цисты. *Epelidinium pechoricum*, на первый взгляд, схож с экземпляром, представленным в статье Edwards (1989, фототаблица 2, фиг. 6) в качестве *Wetzeliiella?* sp., однако отличается от него правосторонней асимметрией. *Epelidinium pechoricum* отличается от вида *Wilsonidium tabulatum* (Wilson 1967) Lentin et Williams 1976 характером археопиля (*W. tabulatum* характеризуется гиперепелиформным археопилем), меньшим размером цисты и более тонкими стенками.

Распространение. Австрия, Северный Кавказ, Казахстан, Узбекистан, Тургай, Западная Сибирь, Печорская впадина; конец терминального палеоцена-базальный эоцен.

Материал. 30 экземпляров хорошей сохранности.

Epelidinium brinkhuisii Iakovleva 2016

Рис. 3.6; Фототаблица 6, фиг. 7-9, 13; Фототаблица 7, фиг. 7-9, 10, 14; Фототаблица 13, фиг.

Epelidinium brinkhuisii Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 5, 7-8, табл. 2, фиг. 3–4; табл. 4, фиг. 7–9, 13; табл. 5, фиг. 7–9, 10, 14.

Синонимика. *Apectodinium* sp. A в Iakovleva et al., 2001, Фототаблица 1, фиг. 1-5.

Происхождение названия. В честь голландского палинолога Хенка Бринкхуиса (Henk Brinkhuis).

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 7, фиг. 7-9; стекло Sokolovsky-24-W; England Finder координаты J39/1; обр. 24, полосатая свита; карьер Соколовский; базальный эоцен; северный Казахстан.

Паратип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 13, фиг. 3-4; стекло Sokolovsky-24-3; England Finder координаты H46/2; обр. 24, полосатая свита; карьер Соколовский; базальный эоцен; северный Казахстан.

Диагноз. Циркумкватный вид рода *Epelidinium* с пентагональной перицистой с шишками.

Описание. Тонкостенная пентагональная циркумкватная циста. Апикальный, латеральные и антапикальные рога укорочены, при этом апикальный рог с усеченной верхушкой. Перифрагма тонкая и орнаментирована коническими протрузиями или очень короткими раздвоенными выростами, которые не расположены по одной линии. Цингулом слегка очерчен прерывающимися гребешками. Эндоциста очень тонкая и трудноразличимая. Археопиль латиепелиформный до экиепелиформного; оперкулом на месте, частично присоединен или свободен.

Размеры. Голотип: длина перицисты 104 μm ; ширина перицисты 108 μm ; длина эндоцисты 73 μm ; ширина эндоцисты 87 μm . Паратип: длина перицисты 98 μm ; ширина перицисты 101 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 100-120 μm (средняя величина 106 μm); ширина перицисты 94-126 μm (средняя величина 105 μm); длина эндоцисты 73-88 μm (средняя величина 82 μm); ширина эндоцисты 86-103 μm (средняя величина 92 μm). Измерено 6 экземпляров.

Сравнение и замечания. *Epelidinium brinkhuisii* отличается от других видов рода *Epelidinium* наличием укороченных рогов и случайным образом расположенных конических протрузий на перифрагме. Некоторые из изученных экземпляров вида *Epelidinium brinkhuisii* (Фототаблица 6, фиг. 7-9) являются переходными к виду *Epelidinium leptotoichum*, демонстрируя меньшее количество конических протрузий. Отдельные экземпляры (2-3) вида *Epelidinium brinkhuisii* демонстрируют переход к латиепелиформному археопиллю, но большинство наблюдаемых экземпляров имеют экиепелиформный археопиль.

Распространение. Франция, Дьеппский бассейн; Тургайский прогиб; базальный эоцен.

Материал. 15 экземпляров хорошей сохранности.

Epelidinium leptotoichum Iakovleva 2016

Рис. 3.6; Фототаблица 6, фиг. 1-6, 10-12; Фототаблица 7, фиг. 1-6, 11-13; Фототаблица 8, фиг. 9-13

Epelidinium leptotoichum Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 8-9, табл. 4, фиг. 1-6? 10-12; табл. 5, фиг. 1-6, 11-13; табл. 6, фиг. 9-12.

Синонимика. *Wilsonidium?* sp. А и *Wilsonidium?* sp. В в Iakovleva et al., 2001, Фототаблица II, Рис. 1-6; Фототаблица III, Рис. 5-8.

Происхождение названия. От греческих *leptos* (тонкий) и *toichos* (стенка), имея в виду тонкие перифрагму и эндофрагму.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 6, фиг. 1-6; стекло Sokolovsky-25-1; England Finder координаты M23; обр. 25, полосатая свита; карьер Соколовский; базальный эоцен северный Казахстан.

Паратип 1. Экземпляр, изображенный на фототаблице 7, фиг. 1, 2, 4, 5; стекло Sokolovsky-25-1; England Finder координаты O23/2; обр. 25, полосатая свита; карьер Соколовский; базальный эоцен северный Казахстан.

Паратип 2. Экземпляр, изображенный на фототаблице 8, фиг. 9-13; стекло Sokolovsky-25-1; England Finder координаты M26/3; обр. 25, полосатая свита; карьер Соколовский; базальный эоцен северный Казахстан.

Диагноз. Циркумкватный вид рода *Epelidinium* с ромбическим или ромбо-пентагональным габитусом, минимальной парасутуральной орнаментацией, редкими периферическими протрузиями на перифрагме и апикальной протрузией.

Описание. Тонкостенная циста с ромбической или ромбо-пентагональной перицистой. Основание апикального рога расширено в волнообразную протрузию, напоминающую небольшой воротник. Латеральные рога среднего размера; антапикальные рога слабо развиты, при этом левый немного длиннее. Перифрагма тонкая и часто гладкая, но иногда слегка гранулированная и с редкими коническими протрузиями, видимыми на периферии. Эндоциста исключительно тонкая и не всегда видимая. Археопиль экипелиформный, в редких случаях переходный к гиперепелиформному (Паратип 1); оперкулюм на месте, частично присоединен или свободен.

Размеры. Голотип: длина перицисты 130 μm ; ширина перицисты 127 μm ; длина эндоцисты 91 μm ; ширина эндоцисты 101 μm . Паратип 1: длина перицисты 166 μm ; ширина перицисты 160 μm ; длина эндоцисты 108 μm ; ширина эндоцисты 113 μm . Паратип 2: длина перицисты 119 μm ;

ширина перицисты 116 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 92-166 μm (средняя величина 116 μm); ширина перицисты 90-160 μm (средняя величина 113 μm); длина эндоцисты 78-108 μm (средняя величина 91 μm); ширина эндоцисты 82-113 μm (средняя величина 92 μm). Измерено 14 экземпляров.

Сравнение. *Epelidinium leptotoichum* отличается от *Epelidinium pechoricum*, типового вида рода, наличием более длинного левого антапикального рога и орнаментацией: *Epelidinium pechoricum* имеет резбовидные шипики, определяющие сутуральные швы, тогда как редкие рассеянные конические протрузии *Epelidinium leptotoichum* только редко и слабо указывают на сутуры.

Распространение. Тургайский прогиб; базальный эоцен.

Материал. 20 экземпляров хорошей сохранности.

Epelidinium normandiense Iakovleva 2016

Рис. 3.6; Фототаблица 9, фиг. 4-5

Epelidinium normandiense Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 9, табл. 7, фиг. 4-5.

Происхождение названия. От “Нормандия” – географический регион Франции, в котором выявлен голотип вида.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 9, фиг. 4-5; стекло MPA 62304-3; England Finder координаты U12/2; обр. SMA 2-53, 13 м глубины; Пачка Sotteville-sur-Mer; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Диагноз. Циркумкватный вид рода *Epelidinium* с гладкой перифрагмой и прерывистыми низко-рельефными узкими складками, некоторые из которых сутуральные.

Описание. Тонкостенная циркумкватная циста среднего размера с округло-пентагональным габитусом. Апикальный и латеральные рога определяются в виде слабых выпуклостей; антапикальные рога короткие. Перифрагма тонкая. Эндоциста овоидальная; эндофрагма тонкая и гладкая. Табуляция частично указана археопилем и низко-рельефными узкими парасутуральными складками. Археопиль экипелиформный, оперкулюм свободный.

Размеры. Голотип: длина перицисты 77 μm ; ширина перицисты 76 μm ; длина эндоцисты 61 μm ; ширина эндоцисты 63 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 77-82 μm (средняя величина 79 μm); ширина перицисты 76-82 μm (средняя величина 79 μm); длина эндоцисты 61-71 μm (средняя величина 66 μm); ширина эндоцисты 63-69 μm (средняя величина 66 μm). Измерено два экземпляра.

Сравнение. *Epelidinium normandiense* отличается от других видов рода *Epelidinium* своим меньшим размером, существенно редуцированными апикальным и антапикальными рогами и наличием узких, прерывающихся низко-рельефных складок, некоторые из которых сугуральные.

Распространение. Франция, Дьеппский бассейн; базальный эоцен.

Материал. пять экземпляров разной сохранности.

Род *Petalodinium* Williams et al. 2015

Petalodinium lenisium Iakovleva 2016

Рис. 3.6; Фототаблица 9, фиг. 1-2

Petalodinium lenisium Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 11, табл. 7, фиг. 1-2.

Происхождение названия. От латинского *lenis* (гладкий), имея в виду гладкую перифрагму.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 9, фиг. 1-2; стекло MPA 62304-2; England Finder координаты U12/2; обр. SMA 2-53, ~13.0 м глубины; Пачка Sotteville-sur-Mer; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Диагноз. Циркумкватный *Petalodinium* с редуцированными рогами и гладкой перифрагмой.

Описание. Тонкостенная, среднего размера, корнукаватная до узко-циркумкватной циста со сглаженно-пентагональным габитусом. Рога редуцированы. Перифрагма тонкая, гладкая; только археопиль и складки на цингулюме отражают табуляцию. Эндоциста округлая, иногда со слабыми латеральными расширениями; эндофрагма тонкая. Археопиль латиепелиформный, оперкулюм свободный.

Размеры. Голотип: длина перицисты 78 μm ; ширина перицисты 85 μm ; длина эндоцисты 61 μm ; ширина эндоцисты 70 μm . Размеры трех измеренных экземпляров: длина перицисты 62-84 μm (средний размер 74 μm); ширина перицисты 70-87 μm (средний размер 81 μm); ширина эндоцисты 70-75 μm (средняя величина 72 μm).

Сравнение. *Petalodinium lenisium* отличается от типового вида *Petalodinium condylos* гладкой перифрагмой и отсутствием орнаментации, выраженной множеством крайне коротких затупленных интрастабулярных выростов. Этот новый вид также отличается и от *P. condylos*, *Petalodinium laszczyński* и *Petalodinium rhomboideum* своим меньшим размером (менее 90 μm) и наличием менее развитых рогов.

Распространение. Франция, Дьеппский бассейн; базальный эоцен.

Материал. 5 экземпляров разной сохранности.

Petalodinium robertknoxii sp.nov. Iakovleva et Heilmann-Clausen

Фототаблица 38, фиг. 1-4

Синонимика. *Dracodinium* sp.1 в Iakovleva, Heilmann-Clausen, табл. 5, фиг. 1.

Происхождение названия. В честь английского геолога Роберта Нокса (Robert W.R.O. Knox).

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 38, фиг. 4; стекло 2826-F2, England Finder координаты C25; обр. АК-159, алашская свита; разрез Актулагай; нижний эоцен; Казахстан.

Паратип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 38, фиг. 3; стекло 2809-E1, England Finder координаты S44/1; обр. АК-46, алашская свита; разрез Актулагай; нижний эоцен; Казахстан.

Диагноз. Корнукаватная циста с субтреугольным габитусом перицисты и латиепелиформным археопилем.

Описание. Циста корнукаватная, перициста субтреугольного габитуса. Апекс закруглен и слабо развит, иногда перицель в апикальной зоне может быть невидим. Латеральные выросты короткие и существенно редуцированы. Длина эпиперицисты и гипоперицисты почти равна. Антапикальные выросты слабо развиты: обычно оба представляют собой слегка зазубренную припухлость на перицисте с иницированием левого антапикального выроста. Эндоциста округлой формы. Эндофрагма относительно гладкая, а перифрагма слегка шагреневая. Паратабуляция не определяется. Перицингулюм может быть выявлен только в окончаниях латеральных выростов. Археопиль латиепелиформный.

Размеры. Голотип: длина перицисты 102 μm ; ширина перицисты 110 μm ; длина эндоцисты 78 μm ; ширина эндоцисты 80 μm . Паратип: длина перицисты 89 μm ; ширина перицисты 93 μm ; длина эндоцисты 69 μm ; ширина эндоцисты 78 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 81-114 μm (средняя величина 95 μm); ширина перицисты 84-114 μm (средняя величина 97 μm); длина эндоцисты 65-87 μm (средняя величина 76 μm); ширина эндоцисты 66-84 μm (средняя величина 75 μm). Измерено 6 экземпляров.

Сравнение. *Petalodinium robertknoxii* отличается от *Rhadinodinium politum* (Bujak et al. 1980) Williams et al. 2015 латиепелиформным археопилем, округлым габитусом перицисты, гораздо более редуцированными латеральными выростами, меньшим размером перицисты и гораздо более узким перицелем. В отличие от *Rhadinodinium politum*, в некоторых экстремальных случаях у вида *Petalodinium robertknoxii* перицель практически отсутствует в апикальной зоне.

Распространение. Казахстан, Северный Кавказ, Западная Сибирь, бассейн Северного моря; нижний эоцен.

Материал. 15 экземпляров хорошей сохранности.

Род *Rhombodinium* Gocht 1955*Rhombodinium aidaae* Iakovleva в Орешкина и др., 2015

Фототаблица 1, фиг. 9; Фототаблица 67, фиг. 1-11, 13-15, 17-20

Rhombodinium aidaae Iakovleva 2015: Орешкина и др., 2015, с. 74, табл. 16, фиг. 1-11, 13-15, 17-20.

Происхождение названия. В честь украинского палинолога Аиды Сергеевны Андреевой-Григорович.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 67, фиг. 13-15; Стекло 57-145_1; ~145 м глубины; шолаксайская свита; разрез скв. 57; бартон; Казахстан.

Паратип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 67, фиг. 17-18; Стекло 57-107_1; ~107 м глубины; шолаксайская свита; разрез скв. 57; приабон; Казахстан.

Диагноз. Корнукаватная до циркумкватной циста округлого габитуса с предположительно солейформным археопилем.

Описание. Корнукаватная до циркумкватной перидиниоидная циста с округлым или закругленно-пентагональным габитусом. Перицель слабо развит; перифрагма и эндофрагма могут соприкасаться. Эндоциста округлой формы. Апикальный рог короткий и слегка заостренный. Антапикальные рога короткие; левый рог более развит, тогда как правый может быть представлен в виде выпуклости на перицисте. Прецигулярные рога существенно редуцированы и представляют лишь выпуклости на перицисте. Длина эпиперицисты и гипоперицисты практически одинаковая. Перифрагма гладкая, эндофрагма – слабо шагреневая. Археопиль предположительно солейформный. Паратабуляция выражена только интеркалярным археопилем; перицигулюм может быть выявлен только в окончаниях латеральных выростов.

Размеры. Голотип: длина перицисты 105 μm ; ширина перицисты 86 μm ; длина эндоцисты 78 μm ; ширина эндоцисты 76 μm . Паратип: длина перицисты 102 μm ; ширина перицисты 84 μm ; длина эндоцисты 73; ширина эндоцисты 71. Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 94-102 μm (средняя величина 98 μm); ширина перицисты 74-86 μm (средняя величина 80 μm); длина эндоцисты 69-78 μm (средняя величина 74 μm); ширина эндоцисты 61-72 μm (средняя величина 67 μm). Измерено 6 экземпляров.

Сравнение. *Rhombodinium aidaae* отличается от других видов этого рода округлым и округло-прямоугольным габитусом перицисты, гораздо более узким перицелем (в экстремальных случаях перицель вообще отсутствует в латеральной и апикальной зонах), своим более мелким размером

и существенно редуцированными латеральными рогами (иногда представляющими собой выпуклости на перицисте).

Замечания. В некоторых случаях у экземпляров, изученных из кумской свиты (Северный Кавказ), наблюдается исключительно слабо развитая каватность и апикальный рог может отсутствовать.

Распространение. Казахстан, Северный Кавказ, бартон-приабон.

Материал. 20 экземпляров хорошей сохранности.

Род *Stichodinium* Williams et al. 2015 emend. Iakovleva 2016

Типовой вид *Stichodinium subtile* (He Chengquan & Wang Kede 1990) Williams et al. 2015

Род *Stichodinium* Williams et al. 2015 emend. Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016; с. 11.

Исправленный диагноз. Ветзелиеллоидная циста с латиепелиформным археопилем и сутуральной или пенитабулярной орнаментацией, которая представлена низко-рельефными образованиями или выростами, которые дистально свободны или в виде гребней с хорошо видимыми выростами.

Описание.

Форма. Дорзо-вентральный габитус перицисты от ромбоидального до округлого или слегка пентагонального, рога редуцированы или отсутствуют. Дорзо-вентральный габитус эндоцисты округлый.

Структура стенки и орнаментация. Перифрагма от тонкой до умеренно толстой, с сутуральной орнаментацией, представленной гранулами, бородавками или шипами, отдельно стоящими выростами, которые большей частью головкообразные, или выростами, выходящими из низких гребней. Латеральные части перифрагмы могут быть орнаментированы выростами разной формы: простые, разветвленные или дистально раздвоенные. Эндофрагма от гладкой до гранулированной или шероховатой.

Каватность. Корнукаватная до циркумкватной.

Табуляция. Обозначена археопилем и сутуральной орнаментацией, выраженной в виде гранул, бородавок, шипов или выростов, идущих из низких гребней.

Археопиль. Интеркалярный, соответствует пластинке 2а; латиепелиформный; оперкулюм свободный, частично присоединенный или на месте.

Размер. Средний.

Сравнение. *Stichodinium* отличается от других ветзелиеллоидных родов с латиепелиформными археопилями *Dracodinium*, *Kledodinium*, *Petalodinium* и *Piladinium* своей сутуральной орнаментацией. Он также отличается от родов со схожей орнаментацией *Castellodinium* (солейформный археопиль), *Dolichodinium* (гиперсолейформный археопиль), *Vallodinium* (экиепелиформный археопиль) и *Wilsonidium* (гиперепелиформный археопиль) своим латиепелиформным археопилем. Исправление предыдущего диагноза рода *Stichodinium*, выделенного Williams et al. (2015) заключается в том, что раннеэоценовые представители этого рода характеризуются хорошо или умеренно выраженными сутуральными гребнями, из которых растут выросты.

Стратиграфическое распространение. Базальный – поздний эоцен.

Stichodinium elegantulum Iakovleva 2016

Рис. 3.6; Фототаблица 12, фиг. 1-2, 4-5, 7-8

Stichodinium elegantulum Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 11, 18, табл. 1, фиг. 1-2, 4-5, 7-8.

Происхождение названия. От латинского *elegantulus*, означающий утонченный, имея в виду красивый вид этого таксона.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 12, фиг. 4-5; стекло MPA 62304-2; England Finder координаты Z12/2; обр. SMA 2-53, ~13.0 м глубины; Пачка Sotteville-sur-Mer; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Паратип 1. Экземпляр, изображенный на фототаблице 12, фиг. 1-2; стекло MPA 62304-3; England Finder координаты M23/2; обр. SMA 2-53, ~13.0 м глубины; Пачка Sotteville-sur-Mer; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Паратип 2. Экземпляр, изображенный на фототаблице 12, фиг. 7-8; стекло MPA 62304-2; England Finder координаты G24/4; обр. SMA 2-53, ~13.0 м глубины; Пачка Sotteville-sur-Mer; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Диагноз. Циркумкватный вид *Stichodinium* с пентагональным до закругленно-пентагональным габитусом, слабо развитыми рогами и орнаментацией в виде узких сутуральных складок.

Описание. Тонкостенная, среднего размера, циркумкватная до корнукватной циста. Апикальный и латеральные рога редуцированы или отсутствуют, антапикальные рога короткие, приблизительно одного размера. Перифрагма тонкая и имеет узкие сутуральные складки, которые иногда могут быть слегка зазубрены. Эндофрагма тонкая и гладкая. Археопиль латиепелиформный; оперкулюм свободный, частично прикреплен или на месте.

Размеры. Голотип: длина перицисты 75 μm ; ширина перицисты 76 μm ; длина эндоцисты 57 μm ; ширина эндоцисты 65 μm . Паратип 1: длина перицисты 91 μm ; ширина перицисты 98 μm ; длина эндоцисты 74 μm ; ширина эндоцисты 79 μm . Паратип 2: длина перицисты 75 μm ; ширина перицисты 83 μm ; длина эндоцисты 58 μm ; ширина эндоцисты 65 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 67-91 μm (средняя величина 75 μm); ширина перицисты 74-98 μm (средняя величина 80 μm); длина эндоцисты 51-74 μm (средняя величина 58 μm); ширина эндоцисты 57-79 μm (средняя величина 64 μm). Измерено 10 экземпляров.

Сравнение. *Stichodinium elegantulum* отличается от всех описанных видов рода *Stichodinium* наличием узких сутуральных складок, которые определяют табуляцию. *Stichodinium elegantulum* меньше вида *Stichodinium subtile* и имеет отличный от него габитус.

Распространение. Франция, Парижский и Дьеппский бассейны; базальный эоцен.

Материал. 20 экземпляров хорошей сохранности.

Stichodinium galliciense Iakovleva 2016

Рис. 3.7; Фототаблица 9, фиг. 3, 6, 9

Stichodinium galliciense Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 18, табл. 7, фиг. 3, 6, 9.

Происхождение названия. От латинского *Gallia* (Франция), имея в виду страну, где выявлен голотип.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 9, фиг. 3, 6; стекло MPA 62304-2; England Finder координаты Q33; обр. SMA 2-53, ~13.0 м глубины; Пачка Sotteville-sur-Mer; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Паратип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 9, фиг. 9; стекло MPA 62304-2; England Finder координаты J32; обр. SMA 2-53, ~13.0 м глубины; Пачка Sotteville-sur-Mer; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Диагноз. Вид *Stichodinium* с пентагональным габитусом и сутуральными мембранами, увенчанными выростами изменчивой ширины.

Описание. Циркумкватная циста среднего размера пентагональной формы. Все рога слабо развиты. Перифрагма тонкая, с сутуральными мембранами или гребешками, из которых выходят выросты изменчивой ширины, но более-менее одинаковой высоты, и которые могут быть простыми, разветвленными или раздвоенными. Эндоциста почти круглая, слегка расширенная в латеральных областях. Эндофрагма тонкая и гладкая. Археопиль латипелиформный, оперкулом у наблюдаемых экземпляров свободный.

Размеры. Голотип: длина перицисты 77 μm ; ширина перицисты 86 μm ; длина эндоцисты 63 μm ; ширина эндоцисты 72 μm . Паратип: длина перицисты 88 μm ; ширина перицисты 73 μm ; длина эндоцисты 62 μm ; ширина эндоцисты 54 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 59-90 μm (средняя величина 75 μm); ширина перицисты 64-99 μm (средняя величина 79 μm); длина эндоцисты 49-63 μm (средняя величина 58 μm); ширина эндоцисты 54-72 μm (средняя величина 52 μm). Измерено 8 экземпляров.

Сравнение. *Stichodinium galliciense* отличается от других видов *Stichodinium* (*S.?* *lineidentatum*, *S. subtile*, *S. parisiense*, *S. symagicum*) своей пентагональной формой и хорошо выраженной орнаментацией внешнего контура в виде отростков. Он отличается от *Stichodinium?* *lineidentatum*, *S. subtile* and *S. elegantulum* характером сутуральной орнаментации, выраженной сутуральными мембранами или гребнями с выростами.

Распространение. Франция, Дьепский бассейн; базальный эоцен.

Материал. 15 экземпляров хорошей сохранности.

Stichodinium parisiense Iakovleva 2016

Рис. 3.7; Фототаблица 11, фиг. 1-8, 10-11

Stichodinium parisiense Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 18, табл. 3, фиг. 1-2, 4-5, 7-8, 10-11.

Происхождение названия. От Парижского бассейна, где был выявлен голотип.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 11, фиг. 1-2; стекло MPA 62331-5; England Finder координаты G14/4; Образец LT-56; ~145.0 м глубины; Пачка Sinceny; BRGM научная скважина Le Tillet; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Паратип 1. Экземпляр, изображенный на фототаблице 11, фиг. 4; стекло MPA 62332-3; England Finder координаты N8/4; Образец LT-58; ~146.8 м глубины; Пачка Sinceny; BRGM научная скважина Le Tillet; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Паратип 2. Экземпляр, изображенный на фототаблице 11, фиг. 10-11; стекло MPA 62334-4; England Finder координаты O23/4; Образец LT-60; ~148.7 м глубины; Пачка Sinceny; BRGM научная скважина Le Tillet; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Диагноз. Вид *Stichodinium* с округло-пентагональным габитусом и парасутуральной орнаментацией, выраженной в виде низких гребней с хорошо сросшимися выростами.

Описание. Циркумкватная циста среднего размера округло-пентагональной формы. Апикальный рог не развит или очень короткий. Латеральные рога редуцированы или слегка вытянуты. Антапикальные рога варьируют от коротких и равных по длине до более вытянутых, у которых правый рог оказывается длиннее. Перифрагма тонкая; сутуры орнаментированы

выростами, которые могут быть изолированными или соединены в основании. Эндоциста округлая; эндофрагма тонкая и гладкая. Археопиль латипелиформный, оперкулум свободный или частично прикреплен.

Размеры. Голотип: длина перицисты 79 μm ; ширина перицисты 81 μm ; длина эндоцисты 65 μm ; ширина эндоцисты 65. Паратип 1: длина перицисты 80 μm ; ширина перицисты 81 μm ; длина эндоцисты 60 μm ; ширина эндоцисты 61 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 68-101 μm (средняя величина 85 μm); ширина перицисты 69-100 μm (средняя величина 82 μm); длина эндоцисты 49-74 μm (средняя величина 62 μm); ширина эндоцисты 52-68 μm (средняя величина 63 μm). Измерено 10 экземпляров.

Сравнение. *Stichodinium parisiense* отличается от других видов рода своей округло-пентагональной формой перицисты и внутривидовой изменчивостью в развитии латеральных и антапикальных рогов. *S. parisiense* отличается от *S. galliciense* своим округлым габитусом и отсутствием орнаментации внешнего контура в виде отчетливых наростов. Он также отличается от вида *S. symragicum* более развитыми рогами (паратип 2). *S. parisiense* отличается от видов *S. elegantulum* и *S. prostimus* характером сутуральной орнаментации, выраженной выростами на низких гребнях.

Распространение. Франция, Парижский бассейн; базальный эоцен.

Материал. 20 экземпляров хорошей сохранности.

Stichodinium prostimus Iakovleva 2016

Рис. 3.7; Фототаблица 9, фиг. 7-8

Stichodinium prostimus Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 18-19, табл. 7, фиг. 7-8.

Происхождение названия. От греческого *próstimo* (маленький), имея в виду малый размер цисты этого вида.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 9, фиг. 7-8; стекло MPA 62304-3; England Finder координаты P7/3; обр. SMA 2-53, ~13.5 м глубины; верхи Пачки SAOM; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Диагноз. Циркумкватный вид *Stichodinium* со слабо развитыми рогами и бугорками, определяющими табуляцию.

Описание. Тонкостенная, среднего размера циркумкватная циста с пентагональной (слегка закругленной) формой. Апикальный рог короткий и заостренный; левый антапикальный рог редуцирован. Перифрагма тонкая и орнаментирована сутуральными рядами бугорков (иногда

объединенных у основания). Эндоциста овальная; эндофрагма гладкая. Археопиль латиепелиформный, оперкулум свободный.

Размеры. Голотип: длина перицисты 82 μm ; ширина перицисты 78 μm ; длина эндоцисты 64 μm ; ширина эндоцисты 63 μm .

Сравнение. *Stichodinium prostimus* отличается от *Stichodinium subtile* и *Stichodinium? lineidentatum* меньшим размером, менее развитыми рогами и габитусом перицисты. Это единственный вид рода *Stichodinium*, у которого сугуры орнаментированы бугорками.

Распространение. Франция, Парижский бассейн; базальный эоцен.

Материал. 5 экземпляров разной степени сохранности.

Stichodinium sympagicum Iakovleva 2016

Рис. 3.8; Фототаблица 10, фиг. 1-12

Stichodinium sympagicum Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 19, табл. 8, фиг. 1-12.

Происхождение названия. От греческого *sympagis* (компактный), имея в виду компактную, узкую перицисту.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 10, фиг. 10-11; стекло MPA 62331-4; England Finder координаты P21/1; обр. LT-56, ~144.8 м глубины, Пачка Sinceny; BRGM научная скважина Le Tillet; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Паратип 1. Экземпляр, изображенный на фототаблице 10, фиг. 4; стекло MPA 62334-4; England Finder координаты P23/4; обр. LT-60, ~148.7 м глубины, Пачка Sinceny; BRGM научная скважина Le Tillet; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Паратип 2. Экземпляр, изображенный на фототаблице 10, фиг. 7-8; стекло MPA 61459-3; England Finder координаты W15; обр. SINC 1-22, ~7.0 м глубины, Пачка Sinceny; BRGM научная скважина Sinceny; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Паратип 3. Экземпляр, изображенный на фототаблице 10, фиг. 1-2; стекло MPA 62334-4; England Finder координаты T21/4; обр. LT-60, ~148.7 м глубины, Пачка Sinceny; BRGM научная скважина Le Tillet; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Диагноз. Вид *Stichodinium* с закругленной до круглой формы перицисты с едва видимыми антапикальными рогами или вообще без рогов, с сугуральной и пенитабулярной орнаментацией, выраженной средне или хорошо развитыми зазубренными гребнями и/или выростами.

Описание. Узко циркумкватная циста среднего размера с закругленной (до круглой) формой. Апикальный рог отсутствует или представлен едва видимой протрузией. Латеральные рога не развиты. Антапикальные рога либо короткие и приблизительные равные, либо обозначены

утолщением на перицисте, либо вообще отсутствуют. Перифрагма тонкая, орнаментирована сутуральными гребнями или мембранами, которые дистально зазубрены или несут короткие (сутуральные и пенитабулярные) выросты с бульбообразными окончаниями. Гребни могут быть особенно заметны на внешнем крае перицисты. Латеральные части перифрагмы иногда орнаментированы выростами. Эндоциста круглая, эндофрагма тонкая и гладкая. Археопиль латиепелиформный, со свободным или частично прикрепленным оперкулюмом.

Размеры. Голотип: длина перицисты 77 μm ; ширина перицисты 78 μm ; длина эндоцисты 62 μm ; ширина эндоцисты 64 μm . Паратип 1: длина перицисты 87 μm ; ширина перицисты 83 μm ; длина эндоцисты 67 μm ; ширина эндоцисты 65 μm . Паратип 2: длина перицисты 71 μm ; ширина перицисты 80 μm ; длина эндоцисты 59 μm ; ширина эндоцисты 61. Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 63-92 μm (средняя величина 77 μm); ширина перицисты 60-90 μm (средняя величина 77 μm); длина эндоцисты 50-74 μm (средняя величина 61 μm); ширина эндоцисты 51-73 μm (средняя величина 63 μm). Измерено 19 экземпляров.

Сравнение. *Stichodinium sympagicum* отличается от *Stichodinium parisiense* и *Stichodinium galliciense* наличием округлого (до чисто круглого) габитуса и отсутствием латеральных рогов. Он также отличается (паратипы 2 и 3) от других видов хорошо развитыми гребнями с зубцами или выростами с бульбообразными окончаниями.

Распространение. Франция, Парижский бассейн; базальный эоцен.

Материал. 25 экземпляров хорошей сохранности.

Род *Talladinium* Williams et al. в Fensome et al. 2009

Talladinium sp. 1 в Iakovleva et Heilmann-Clausen 2010

Фототаблица 32, фиг. 4

Замечание. Этот таксон отличается от всех описанных видов рода пентагональным габитусом и существенно более редуцированными интратабулярными выростами.

Стратиграфическое распространение. Приабон.

Talladinium sp. 2 in Iakovleva et Heilmann-Clausen 2010

Фототаблица 32, фиг. 2, 6, 7

Замечание. Таксон отличается от всех других видов рода характерным ромбическим габитусом и редуцированными интратабулярными выростами. Облик *Talladinium* sp. 2 очень близок к габитусу вида *Rhombodinium longimanum*, но отличается наличием интратабулярных выростов. Оба этих таксона встречаются в верхнем эоцене и, возможно, филогенетически связаны.

Стратиграфическое распространение. Приабон.

Род *Vallodinium* Williams et al. 2015

Vallodinium heilmannii Iakovleva 2016

Рис. 3.7; Фототаблица 8, фиг. 1-8

Vallodinium heilmannii Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 19, табл. 6, фиг. 3-8.

Происхождение названия. В честь датского палинолога Клауса Хельманн-Клаузена (Claus Heilmann-Clausen).

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 8, фиг. 3; стекло MPA 62304-2; England Finder координаты P18/2; обр. SMA 2-53, ~13.0 м глубины; Пачка Sotteville-sur-Mer; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Паратип 1. Экземпляр, изображенный на фототаблице 8, фиг. 5-6; стекло 58145-Ailly-92A19; England Finder координаты E34/2; обр. 92A19; ~17.0 м высоты; утёс Кап Дайи; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Паратип 2. Экземпляр, изображенный на фототаблице 8, фиг. 4; стекло 67642; England Finder координаты V38/4; обр. SMA 1-183, ~13.45 м глубины; Пачка Sotteville-sur-Mer; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьеппский бассейн, Франция.

Диагноз. Циркумкватный вид *Vallodinium* с округло-пентагональным габитусом и орнаментацией, состоящей только из низких сутуральных складок.

Описание. Тонкостенная, в основном циркумкватная, среднего размера циста с округло-пентагональным габитусом. Апикальный и латеральные рога очень короткие; антапикальные рога короткие и иногда могут быть почти одинакового размера. Перифрагма орнаментирована узкими сутуральными складками, которые могут быть слегка зазубрены. Эндоциста круглая; эндофрагма гладкая. Эндофрагма и перифрагма могут быть тесно прижаты друг к другу в некоторых местах цисты. Археопиль экипелиформный; оперкулюм свободный, частично присоединенный или на месте.

Размеры. Голотип: длина перицисты 84 μm ; ширина перицисты 76 μm ; длина эндоцисты 68 μm ; ширина эндоцисты 63 μm . Паратип 1: длина перицисты 78 μm ; ширина перицисты 80 μm ; длина эндоцисты 63 μm ; ширина эндоцисты 65 μm . Паратип 2: длина перицисты 86 μm ; ширина перицисты 78 μm ; длина эндоцисты 71 μm ; ширина эндоцисты 68 μm . размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 63-88 μm (средняя величина 74 μm); ширина перицисты 60-87 μm

(средняя величина 74 μm); длина эндоцисты 48-73 μm (средняя величина 60.5 μm); ширина эндоцисты 51-75 μm (средняя величина 64 μm). Измерено 27 экземпляров.

Сравнение. *Vallodinium heilmannii* отличается от других видов *Vallodinium* узкими сутуральными складками, слабо развитыми рогами, округло-пентагональной формой и своим меньшим размером.

Распространение. Франция, Парижский и Дьеппский бассейны; базальный эоцен.

Материал. 40 экземпляров хорошей сохранности.

Vallodinium picardicum Iakovleva 2016

Рис. 3.8; Фототаблица 13, фиг. 1, 2, 5, 6, 9

Vallodinium picardicum Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 19-20, табл. 2, фиг. 1-2, 5-6, 9.

Происхождение названия. От “Пикардия” (Picardie), исторического региона Франции, где выявлен голотип.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 13, фиг. 1, 5; стекло MPA 62331-3; England Finder координаты L18/1; обр. LT-56, ~144.8 м глубины; Пачка Sinceny; BRGM научная скважина Le Tillet; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Паратип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 13, фиг. 3; стекло MPA 62331-4; England Finder координаты H8; обр. LT-56, ~144.8 м глубины; Пачка Sinceny; BRGM научная скважина Le Tillet; базальный эоцен; Парижский бассейн, Франция.

Диагноз. Циркумкватный вид *Vallodinium* округлого габитуса и сутуральными выростами, которые могут быть дистально сплюснуты или раздвоены.

Описание. Среднего размера, округлая, узко циркумкватная циста с исключительно узким перичелем. Апикальный рог очень короткий или отсутствует. Латеральные рога либо не развиты, либо представляют собой только маленькие выросты на перичисте. Антапикальные рога одинаковые и короткие. Перифрагма тонкая и орнаментирована сутуральными и пенитабулярными гребнями с выростами; выросты сплюснуты или раздвоены на своих дистальных окончаниях. Эндоциста округлая; эндофрагма тонкая и гладкая. Археопиль экиепелиформный; оперкулюм свободный или частично прикрепленный.

Размеры. Голотип: длина перичисты 82 μm ; ширина перичисты 80 μm ; длина эндоцисты 67 μm ; ширина эндоцисты 62 μm . Паратип: длина перичисты 82 μm ; ширина перичисты 67 μm ; длина эндоцисты 57 μm ; ширина эндоцисты 48 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перичисты 69-85 μm (средняя величина 77 μm); ширина перичисты 62-83 μm (средняя величина

74 μm); длина эндоцисты 55-67 μm (средняя величина 60 μm); ширина эндоцисты 48-66 μm (средняя величина 57 μm). Измерено 15 экземпляров.

Сравнение. *Vallodinium picardicum* отличается от других видов *Vallodinium* отсутствием латеральных рогов, слабым развитием антапикальных рогов, характером сутуральной орнаментации и своим меньшим размером. Общий габитус и характер сутуральной орнаментации *Vallodinium picardicum* напоминают таковые вида *Stichodinium parisiense*, но *Vallodinium picardicum* четко отличается экиепелиформным археопилем.

Распространение. Франция, Парижский бассейн; базальный эоцен.

Материал. 30 экземпляров хорошей сохранности.

Vallodinium? sp. A Iakovleva 2016

Рис. 3.6; Фототаблица 8, фиг. 1-2

England Finder координаты L29/3.

Замечание. Эта ветзелиеллоидная циста с округло-пентагональным габитусом и экиепелиформным археопилем отличается от других видов своим малым размером, слабо развитыми рогами и характерной сутуральной орнаментацией в виде коротких выростов, объединенных в основании и дистально свободных и округлых. Этот таксон только предположительно отнесен к роду *Vallodinium* ввиду неясного присутствия эндоцисты.

Размеры. Длина перицисты 82 μm ; ширина перицисты 88 μm .

Род *Wilsonidium* (Lentin et Williams 1976) Williams et al. 2015

Wilsonidium modicum Iakovleva 2016

Рис. 3.7; Фототаблица 9, фиг. 10-11

Wilsonidium modicum Iakovleva 2016: Iakovleva, 2016, с. 20, табл. 7, фиг. 10-11.

Происхождение названия. От латинского *modicum* (маленький), имея в виду относительно мелкий размер этого вида.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 9, фиг. 10-11; стекло MPA 62304-2; England Finder координаты L9/3; обр. SMA 2-53, ~13.0 м глубины; Пачка Sotteville-sur-Mer; BRGM научная скважина Siège-Madame-2; базальный эоцен; Дьепский бассейн, Франция.

Диагноз. Циркумкватный вид *Wilsonidium* с сутуральными складками и латеральным орнаментом в виде дистально свободных или бульбообразных наростов.

Описание. Тонкостенная, среднего размера циркумкватная циста с пентагональным габитусом и хорошо развитыми рогами. Антапикальные рога приблизительно равные. Эндоциста овоидальная с небольшим расширением в прецингулярной области. Перифрагма тонкая и орнаментирована сутуральными складками. Вокруг апикального и прецингулярного рогов перифрагма декорирована дистально свободными или бульбообразными выростами. Эндофрагма гладкая. Археопиль гиперепелиформный, слегка расширяющийся в эпиперицель, оперкулюм свободный.

Размеры. Голотип: длина перицисты 80 μm ; ширина перицисты 71 μm ; длина эндоцисты 59 μm ; ширина эндоцисты 55 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина перицисты 76-80 μm (средняя величина 78 μm); ширина перицисты 71-74 μm (средняя величина 73 μm); длина эндоцисты 58-59 μm (средняя величина 58.5 μm); ширина эндоцисты 50-55 μm (средняя величина 52.5 μm). Измерено два экземпляра.

Сравнение. *Wilsonidium modicum* отличается от других видов этого рода своими укороченными рогами, меньшим размером, сутуральной орнаментацией в виде складок и декорацией латеральных частей перифрагмы выростами изменчивого размера.

Распространение. Франция, Дьеппский бассейн; базальный эоцен.

Материал. 5 экземпляров разной степени сохранности.

Порядок GONYAULACALES Fensome et al. 1993

Подпорядок GONYAULACINEAE Fensome et al. 1993

Семейство CLADOPYXIACEAE Stein 1883

Род *Enneadocysta* (Stover et Williams 1995) Fensome et al. 2006

Enneadocysta inessae Iakovleva в Орешкина и др., 2015

Фототаблица 1, рис. 10; Фототаблица 61, фиг. 8, 9, 11, 12; Фототаблица 62, фиг. 1-11;

Фототаблица 68, фиг. 3, 6, 10, 14, 18; Фототаблица 69, фиг. 1-15

Enneadocysta inessae Iakovleva 2015: Орешкина и др., 2015, с. 75, табл. 10, фиг. 8-9, 11-12; табл. 17, фиг. 1-11; табл. 18, фиг. 1-15.

Происхождение названия. В честь российского палинолога Инессы Арсеньевны Кульковой.

Синонимика. 2010 *Enneadocysta* sp.1 в Iakovleva & Heilmann-Clausen, Фототаблица 5, Рис. 3, 6-10.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 62, фиг. 1, 2, 5, 6; стекло 57-93_1; обр. 93.0 м; глубина 93.0 м; шолаксайская свита; скв.57, Казахстан.

Паратип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 62, фиг. 9-10; стекло 57-93_1; обр. 93.0 м; глубина 93.0 м; шолаксайская свита; скв.57, Казахстан.

Диагноз. Сколохоратная гониаулакоидная циста с апикальным археопилем и выростами с кольцеобразными дистальными окончаниями.

Описание. Сколохоратная циста с субсферическим до субпрямоугольного дорзо-вентрально сжатым центральным телом. Автофрагма гладкая или едва шероховатая. Археопиль апикальный. Оперкулюм обычно оторван. Стволы выростов гладкие, прочные, в основном длинные, но прецигулярные выросты короче остальных. Концы выростов – кольцеобразные. Эти «кольца» могут быть зазубренные или перфорированные, обычно не полностью замкнутые. Табуляция выражена сутурами археопиля и расположением интратабулярных выростов. Наблюдается 6 эпицистовых выростов, как минимум 2 цингулярных выроста, как минимум 7 гипоцистовых выростов.

Размеры. Голотип: длина центрального тела (без оперкулюма) 31 μm ; ширина центрального тела 40 μm ; средняя длина выроста 27 μm ; средняя ширина выроста 3 μm ; средняя ширина кольцеобразного окончания выроста 22 μm , средняя ширина каймы кольца 3.7 μm . Паратип: длина центрального тела (без оперкулюма) 29 μm ; ширина центрального тела 30 μm ; средняя длина выроста 26 μm ; средняя ширина выроста 2.7 μm ; средняя ширина кольцеобразного окончания выроста 21 μm , средняя ширина каймы кольца 4.8 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина центрального тела (без оперкулюма) 24-34.5 μm (средняя величина 29 μm); ширина центрального тела 30-39 μm (средняя величина 34.5 μm); средняя длина выроста 20-31 μm (средняя величина 25.5 μm); средняя ширина выроста 1.8-3.3 μm (средняя величина 2.5 μm); средняя ширина кольцеобразного окончания выроста 16.5-24.5 μm (средняя величина 20.5 μm), средняя ширина каймы кольца 2.6-6 μm (средняя величина 4.3 μm). Измерено 10 экземпляров.

Сравнение. *Enneadocysta inessae* отличается от других видов необычным кольцеобразным (зубчатым или перфорированным) окончанием выростов.

Распространение. Казахстан, Северный Кавказ, Западная Сибирь; бартон-приабон.

Материал. 30 экземпляров хорошей сохранности.

Семейство GONYAULACACEAE Lindemann 1928

Подсемейство CRIBROPERIDINIOIDEAE Fensome et al. 1993

Род *Cribroperidinium* (Neale et Sarjeant 1962) Helenes 1984

Cribroperidinium cavagnettii sp.nov. Iakovleva et Heilmann-Clausen

Фототаблица 36, фиг. 4, 5, 9-17

Происхождение названия. В честь французского палинолога Карлы Каванетто (Carla Cavagnetto).

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 36, Стекло 2810-E2, England Finder координаты R25/3; обр. АК-102; низы курсалинской свиты, разрез Актулагай; нижний эоцен; Казахстан.

Паратип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 36, Стекло 2827-E1, England Finder координаты U29/1; обр. АК-170; верхи алашенской свиты, разрез Актулагай; нижний эоцен; Казахстан.

Диагноз. Округлая гониаулакоидная сетчатая циста с прецингулярным археопилем и парасутуральными септами.

Описание. Гониаулакоидная циста субсферической до овальной формы; автофрагма относительно толстая и характеризуется тонкосетчатыми интрабулярными пространствами и перфорированными парасутуральными септами. Иногда эти парасутуральные септы едва видимы. Наиболее четкая сетчатость наблюдается в прецингулярной области. Относительно короткий апикальный рог характеризуется рельефным перфорированным притупленным апексом. Отраженная табуляция выражается формулой: 4', 6'', 6с, 6''', 1р, 1'''''. Археопиль относительно крупный и соответствует пластинке 3'' (тип Р), оперкулюм свободен.

Размеры. Голотип: общая длина 75 μm ; общая ширина 75 μm ; длина апикального рога 14 μm ; максимальная высота септ 5 μm . Паратип: общая длина 75 μm ; общая ширина 60 μm ; длина апикального рога 15 μm , максимальная высота септ 3 μm . Размеры измеренных экземпляров: общая длина 66-87 μm (средняя величина 74 μm); общая ширина 56-78 μm (средняя величина 65 μm); общий дорзовентральный размер 60-69 μm (средняя величина 64 μm); длина апикального рога 9-15 μm (средняя величина 11 μm); максимальная высота септ 1-5 μm (средняя величина 2.5 μm). Измерено 13 экземпляров.

Сравнение. *Cribroperidinium cavagnettii* отличается от других видов характерной сетчатостью интрабулярных пространств и четким перфорированным апексом.

Распространение. Западная Сибирь, Казахстан; нижний эоцен.

Материал. 20 экземпляров хорошей сохранности.

Род *Diphyes* (Cookson 1965) Goodman et Witmer 1985

Diphyes aff. colligerum

Фототаблица 128, фиг. 4-5, 12

Замечание. Отличается от типичных форм вида *Diphyes colligerum* (Deflandre et Cookson) Cookson более широкими нетабулярными выростами.

Стратиграфическое распространение. Танет-базальный эоцен.

Diphyes sp. 1 в Iakovleva, Heilmann-Clausen 2010

Фототаблица 22 фиг. 6-7, 14-15

Замечание. Перифрагма гладкая до шагреневой. Антапикальный вырост схож с таковым вида *Diphyes colligerum*. Немногочисленные нетабулярные выросты короткие, широкие и цилиндрические, дистально открытые.

Стратиграфический интервал. Средний эоцен.

Род *Huyschokolpoma* Klumpp 1953

Huyschokolpoma sp. A

Фототаблица 73, фиг. 7, 12-13

Замечание. Отличается от вида *Huyschokolpoma pusillum* Biffi et Manum более многочисленными и еще более короткими нетабулярными выростами, зауженным к низу антапикальным выростом, а также шагреневой поверхностью цисты.

Род *Samlandia* Eisenack 1954

Samlandia chriskingii sp.nov. Iakovleva et Heilmann-Clausen

Фототаблица 43, Рис. 8-12

Происхождение названия. В честь английского микропалеонтолога Криса Кинга (Chris King).

Синонимика. *Samlandia* sp.1 в Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010; табл. 10, фиг. 4, 6.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 43, фиг. 8-10; стекло 2828-F2, England Finder координаты N29/3-4; обр. АК-84; курсалинская свита; разрез Актулагай; нижний эоцен; Казахстан.

Паратип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 43, фиг. 11-12; стекло 2828-F2, England Finder координаты N28/4; обр. АК-84; курсалинская свита; разрез Актулагай; нижний эоцен; Казахстан.

Диагноз. Небольшая субсферическая двухслойная циста с прецингулярным археопилем.

Описание. Небольшая двухслойная субсферическая циста без апикальной и антапикальной протрузий. Автофрагма толстая и характеризуется наличием маленьких рядов очень мелких бугорков. Автофрагма полностью покрыта очень узкой и хрупкой мембраноподобной эктофрагмой. Паратабуляция выражена только археопилем. Археопиль прецингулярный, относительно широкий, тип Р (3"), оперкулюм свободен. Парацингулюм и парасулькус не определяются.

Размеры. Голотип: длина эктоцисты 57 μm ; ширина эктоцисты 54 μm ; толщина автофрагмы 3 μm ; общая толщина стенки 9 μm . Паратип: длина эктоцисты 48 μm ; толщина автофрагмы 3 μm ; общая толщина стенки 6 μm . Размеры измеренных экземпляров: длина эктоцисты 41-57 μm (средняя величина 49 μm); ширина эктоцисты 36-54 μm (средняя величина 48 μm); дорзовентральный размер эктоцисты 35-53 μm (средняя величина 43 μm); толщина автофрагмы 1.5-3 μm ; общая толщина стенки 5-11 μm . Измерено 12 экземпляров.

Сравнение. *Samlandia chriskingii* отличается от других видов своим меньшим размером и отсутствием апикальной и антапикальной протрузий.

Распространение. Западная Сибирь, Казахстан; нижний эоцен.

Материал. 20 экземпляров хорошей сохранности.

Род *Thalassiphora* Eisenack et Gocht 1960

Thalassiphora dominiquei Iakovleva et Heilmann-Clausen 2010

Фототаблица 29, фиг. 1-4

Thalassiphora dominiquei Iakovleva et Heilmann-Clausen: Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010; с. 211, табл. 11, фиг. 1-4.

Происхождение названия. В честь французского палинолога Доминика Жолли (Dominique Jolly).

Синонимика. *Thalassiphora cf. reticulata* в Heilmann-Clausen, Costa, 1989; табл. 19, фиг. 8-9.

Голотип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 29, фиг. 1-2; стекло 471.3-1, England Finder координаты O33/4; обр. 471.3 м глубины; люлинворская свита; скв. скв. 011-БП; нижний эоцен; Омская область, Западная Сибирь.

Паратип. Экземпляр, изображенный на фототаблице 29, Рис. 4; Стекло 473.4-1, England Finder координаты W37/2; обр. 471.3 м глубины; люлинворская свита; скв. скв. 011-БП; нижний эоцен; Омская область, Западная Сибирь.

Диагноз. Каватная гониаулакоидная циста с округлым внутренним телом, полностью окруженным перицистой, характеризующейся наличием большого числа выбоин с более тонкой мембраной.

Описание. Каватная циста с субсферическим внутренним телом и перицистой, полностью окружающей эндоцисту. Перифрагма характеризуется наличием большого количества округлых пространств с продавленными, более тонкими мембранами. Эти округлые области почти одинакового размера, распределены по всей перифрагме и выглядят почти как дыры. Перифрагма неровно свернута, эндофрагма гладкая. Перифрагма имеет овоидальную форму и зазубрена из-за смятия. Антапикальный киль отсутствует. Смятые стенки фрагмы затрудняют идентификацию археопиля. Паратабуляция не прослеживается.

Размеры. Голотип: максимальный диаметр перицисты 168 μm ; максимальный диаметр эндоцисты 72 μm .; размер большинства псевдо-выбоин на перифрагме 9-11 μm . Паратип: максимальный диаметр перицисты 183 μm ; размер большинства выбоин на перифрагме около 9 μm . Размеры измеренных экземпляров: максимальный диаметр перицисты 114-183 μm (средняя величина 152 μm); максимальный диаметр эндоцисты 69-87 μm (средняя величина 77 μm). Размер большинства псевдо-выбоин на перифрагме 6-11 μm . Измерено 5 экземпляров.

Замечание. Экземпляры из скв. 011-БП больше цист, измеренных из разреза Актулагай: максимальный диаметр цисты в Актулагае - 129 μm .

Сравнение. *Thalassiphora dominiquei* на первый взгляд похожа на вид *Thalassiphora reticulata* Morgenroth, но отличается отсутствием дыр и килия на перифрагме. Более того, округлые псевдо-выбоины у вида *Thalassiphora dominiquei* расположены на

большем удалении друг от друга, нежели дыры на перифрагме вида *Thalassiphora reticulata*.

Thalassiphora dominiquei отличается от вида *Thalassiphora pelagica* (Eisenack) Benedek et Gocht наличием большого количества округлых пространств с более тонкой мембраной, беспорядочно расположенных по всей перифрагме.

Распространение. Западная Сибирь, Казахстан, Северный Кавказ, Германия; нижний эоцен.

Материал. 10 экземпляров хорошей сохранности.

Thalassiphora sp. 1

Фототаблица 114, фиг. 3

Замечание. По форме таксон схож с видом *Thalassiphora gracilis* Heilmann-Clausen et Van Simaeys, но четко отличается необычным «оконцеванием» (fenestration) перифрагмы. Отличается от вида *Thalassiphora reticulata* Morgenroth своим существенно бóльшим размером и редкостью «отверстий».

Семейство GONYAULACOIDEAE Autonym

Род *Huystrogylon* Agelopoulos 1964

Huystrogylon sp.1 в Iakovleva, Heilmann-Clausen 2010

Фототаблица 25, фиг. 8, 9, 12

Замечание. Этот таксон отличается от других видов рода своими очень короткими выростами, которые иногда почти невидимы. Перицель относительно узкий и только частично окружает эндоцисту.

Род *Impagidinium* Stover et Evitt 1978

Impagidinium sp. A в Iakovleva, Heilmann-Clausen 2010

Фототаблица 25, фиг. 14, 17, 20, 21

Замечание. Мелкий, гранулированный, субсферический вид рода *Impagidinium* с низкими септами.

***Impagidinium* sp. B**

Фототаблица 83, фигс. 8

Замечание. Вид среднего размера рода *Impagidinium* с прозрачной цистой, слабым развитием сутуральных септ и наличием короткого апикального выроста.

***Impagidinium* sp. 1**

Фототаблица 50, фиг. 4-5, 6, 9, 12

Замечание. Сферический вид рода *Impagidinium* от среднего до крупного размера, с тонкой, прозрачной эндофрагмой; сутуральные септы практически отсутствуют, но вместо них наблюдаются короткие шипики.

Глава 4. Диноцисты палеогена Западной Сибири

Палеогеновые отложения широко распространены на территории Западной Сибири и достигают мощности 800 м. В течение палеогена этот регион представлял собой широкий бассейн осадконакопления, в различных частях которого формировались морские, прибрежные и континентальные отложения. Восточная граница палеогеновых осадков Западно-Сибирской равнины проходит по территории между Обью и Енисеем в 150-200 км на запад от реки Енисей, тогда как южная граница включает складчатую область Томь-Колывани, предгорья Алтая и Казахстанскую возвышенность. Западная граница сибирских палеогеновых отложений представлена Уральскими горами. Родоначальниками изучения палеогена в Западной Сибири явились 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, Алескерова З.Т. и многие другие специалисты.

По типу отложений С.Б. Шацкий (1978) выделил в Западной Сибири 9 структурно-фациальных зон (Рис.4.1): 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; 7) Предалтайская с континентальными фациями; 8) Приказахстанская; 9) Приенисейская, на большей части которой палеоген отсутствует или представлен в основном континентальными фациями.

Состав палеогеновых отложений и, как следствие, состав биоты в Западной Сибири были обусловлены взаимосвязями между Тетисом и Арктическим бассейном через эпиконтинентальные Западно-Сибирское море и Тургайский пролив. Различие в широтном составе палеоцен-эоценовых отложений Западной Сибири связано, возможно, с направлением течений в морском бассейне. В течение всего палеоцена и раннего эоцена западная часть бассейна по краю Урала была наиболее глубоководной (Шацкий, 1978). Она характеризовалась кремнистой седиментацией, поскольку морские течения вдоль западного борта имели направление север-юг. Морское течение вдоль восточного борта имело направление юг-север и

шло из Тетиса; в этой части Сибирского бассейна седиментация была скорее терригенной, иногда с присутствием карбонатного материала.

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 подгорizontы); 2) Люлинворский (нижне-, средне- и верхнелюлинворский подгорizontы); 3) Тавдинский (нижний и верхний); 4) Атлымский; 5) Новомихайловский; 6) Журавский.

В морском разрезе севера и центральной части Западной Сибири (снизу вверх) установлены талицкая, серовская, ирбитская, нюрольская и тавдинская свиты (Стратиграфия СССР..., 1975).

Талицкая свита (установлена Алескеровой и Осыко в 1956, см. Стратиграфический..., 1982) представлена в основании темно-серыми алевритистыми, иногда опоковидными, глинами; её максимальная мощность: 100 м. В стратотипическом разрезе (Талица, Свердловский район) свита 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 (установлена Еремеевой и др. в 1956, см. Стратиграфический ..., 1982) 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. Согласно Шацкому (1984), серовская свита характеризуется комплексом диатомей с *Triceratium mirabile* и силикофлагеллат с *Dictiocha lamellifera*. Максимальная мощность: 96 м.

Ирбитская свита (установлена Сиговым в 1956, см. Стратиграфический ..., 1982) представлена серыми глинами, диатомитами и алевритистыми глинами. В западных районах Ханты-Мансийской зоны диатомиты замещаются серыми опоковидными глинами с редкими прослоями диатомитов. Свита характеризуется массовым присутствием радиолярий, бентосных фораминифер и диатомовых. Здесь выявлены комплексы бентосных фораминифер со *Spiroplectamina carinatiformis*, радиолярий с *Ellipsoxiphus chabakovi* и *Heliodiscus lentis*, диатомовых с *Coscinodiscus payeri* и *Coscinodiscus uralensis* и пыльцевой комплекс с *Castanea crenataeformis* – *Castanopsis pseudocingulum* (Шацкий, 1984; Стратиграфия СССР..., 1975; Панова, 1968). Максимальная мощность: 160 м.

Нюрольская свита (Шацкий и др., 1973) представлена желтовато-зелеными, зеленовато-желтыми, иногда опоковидными глинами, с редкими включениями алевролита и вкраплениями пирита. Вплоть до кровли свиты обнаружены остатки радиолярий (комплексы с *E. chabakovi* и *H.*

lentis) и диатомовых (комплексы с *Coscinodiscus polyactis* и *Pyxilla oligocaenica*) (Шацкий, 1975, 1984). Максимальная мощность: 60 м.

В восточных и юго-восточных районах Западно-Сибирской равнины, где содержание кремния уменьшается, три свиты (серовская, ирбитская и нюрольская) замещаются разновозрастной люлинворской свитой (Шацкий, 1978). Люлинворская свита (~250 м мощности), выделенная П.Ф. Ли в 1956 году (Стратиграфический ..., 1982), сложена серыми опоковидными глинами и опоками с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Свита подразделяется на нижне- и верхнелюлинворскую подсвиты. Изучением возраста люлинворской свиты на юге Западной Сибири занимался целый ряд специалистов, в 50-70-ые годы здесь интенсивно изучались споры и пыльца наземных растений (Нагорская и др., 1978; Александрова, 1979), диатомовые водоросли и силикофлагеллаты (Бочков, 1978; Глезер, 1978), радиолярии (Липман, 1957; Горбовец, 1978; Козлова и Стрельникова, 1984) и фораминиферы (Кисельман, 1978), а также проводились литостратиграфические (Зальцман, 1968) и палеогеографические исследования (Антышко, 1959; Дрожащих и др., 1968; Шацкий, 1978; Даргевич, 1978; Даргевич и Лысенко, 1984; Кривенцов, 1984). Согласно Стратиграфическому Словарю СССР (1982) считалось, что люлинворская свита (~250 м мощности) сложена, в основном, опоковидными глинами и опоками с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, залегает согласно на талицкой свите и трансгрессивно на более древних породах и согласно перекрывается тавдинской свитой.

Тавдинская свита (Ростовцев, 1955) сложена серовато-зелеными и зелеными алевролитистыми и песчаными глинами. Свита подразделяется на две подсвиты: 1) Нижняя подсвита представлена серовато-зелеными алевролитистыми глинами, с линзами алевролита; часто включает базальный горизонт гравия и гальки; 2) Верхняя подсвита состоит из серовато-желто-зеленых глин с линзами алевролита и содержит пыльцевой комплекс с *Quercus gracilis* – *Quercus graciliformis*. Радиолярии и диатомовые в тавдинской свите не обнаружены (Шацкий, 1984; Панова и др., 1990). Максимальная мощность: 200 м.

С самого начала изучение стратиграфии палеогена Западной Сибири развивалось по пути разработки местных и региональных подразделений (свит, подсвит, горизонтов) и попыток их корреляции с подразделениями из других регионов (Шацкий, 1978). Однако в силу недостаточно полного биостратиграфического содержания унифицированной части региональной стратиграфической шкалы, связанного с неблагоприятными биономическими условиями палеогенового бассейна Западной Сибири, определение точного стратиграфического возраста западносибирских региональных стратонов, установление их временных и пространственных соотношений, а также проведение межрегиональных корреляций сталкивались с определенными трудностями. Так, широкое развитие бескарбонатных фаций в течение палеоцена-эоцена в

Западной Сибири практически исключает использование таких стратиграфически важных групп как известковый наннопланктон и планктонные фораминиферы. Первыми группами морских микрофоссилий, активно изучавшимися в различных частях Западной Сибири и применявшимися в решении вопросов региональной стратиграфии, явились радиолярии, диатомеи и силикофлагеллаты (Рубина, Дрознес, 1961; Козлова, Горбовец, 1966; Липман, 1975; Бочков, 1978; Глезер, 1961, 1974, 1978; Горбовец, 1978; Козлова, Стрельникова, 1984). Тем не менее, несмотря на большой объем изученного материала и выявления последовательной смены комплексов кремнистого микропланктона, все эти группы оказались ограничены лишь отдельными интервалами палеогенового разреза. В последние 30 лет в детальной биостратиграфии Западной Сибири особую роль приобрели цисты динофлагеллат, отличающиеся непрерывным распространением по всему морскому разрезу Западной Сибири (Кулькова, 1987, 1988; Кулькова, Шацкий, 1990; Васильева, 1990; Ильина и др., 1994; Iakovleva, 2000; Ахметьев и др., 2001; Васильева и др., 2001; Iakovleva et al., 2000a,b; Iakovleva, Kulkova, 2001, 2003; Бакиева, 2003, 2005; Ахметьев и др., 2004a, 2004b; Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010).

4.1. Разрезы севера и центральной части Западной Сибири и Печорской впадины

Материалом для исследования здесь послужили 200 образцов из 8 скважин, пробуренных в низовьях р. Пур, в бассейне р. Северная Сосьва, в бассейне р. Васюган и в Печорской впадине (Рис. 4.2, 4.3).

В целом, большая часть изученных образцов из скважин на севере Сибири выявила количественно представительные палинологические комплексы, за исключением отложений талицкой свиты, в которых палиноморфы не были найдены. В образцах серовской, ирбитской и нюрольской свит преобладают диноцисты, хотя акритархи и континентальные палиноморфы иногда представляют достаточно существенные проценты от комплексов. В палинологических комплексах тавдинской свиты преобладают континентальные палиноморфы, а сами комплексы диноцист таксономически обеднены.

4.1.1. Низовья р. Пура (скважины № 11, 29 и 32)

Разрезы скважин представлены морскими отложениями талицкой (серые пески и черные глины; интервал глубин 300-280 м в скв. 11, 285-257 м в скв. 29), серовской (серые диатомиты с прослоями опок и диатомовых глин; интервал 280-173 м в скв. 11, 257-200 м в скв. 29; 170-156 м в скв. 32), ирбитской (серые диатомиты и диатомитовые глины с переслоями алевролита и интрузиями кварц-глауконитового песка; интервал 173-123 м в скв. 11; 200-101 м в скв. 29; 156-

97 м в скв. 32), нюрольской (зеленовато-серые диатомовые или опоковидные глины с переслаиванием алевролитов и включением кварц-глауконитового песка, иногда переход к опокам (интервал глубин 123-60 м в скв. 11; 101-63 м в скв. 29; 97-81 м в скв. 32) и тавдинской (серые и темно-серые глины с прослоями алевролита; интервал глубин 60-53 м в скв. 11; 63-48 м в скв. 29; 45-20 м в скв. 32) свит.

Следует отметить, что отложения талицкой свиты (серые пески с детритом и черные глины) в этом районе не выявили присутствия палиноморф.

В отложениях серовской свиты в скважинах 11 (280-228 м) и 29 (241-202 м) обнаружен комплекс диноцист, содержащий 24 таксона, среди которых отмечаются виды *Areoligera senonensis*, *Areoligera medusettiformis*, *Areoligera coronata*, *Cerodinium speciosum*, *Cerodinium markovae* и *Huyschospaeridium tubiferum*. Отсутствие стратиграфически важных видов *Alisocysta margarita* и *Deflandrea denticulata* позволяет сопоставить данный комплекс с комплексом западноевропейской зоны *Cerodinium speciosum* (Powell, 1992), возможный стратиграфический возраст этой части серовской свиты – переход от зеландия к танету.

Палинологический комплекс скв. 11 характеризуется доминированием хоратных диноцист группы *Areoligera* (77-94% от всех диноцист), тогда как в скв. 29 этот интервал отличается большим количеством дефландроидных (*Cerodinium markovae*), *Fromea laevigata* на глубине 241 м, а на глубине 222 м – массовым развитием акритарх рода *Paucilibimorpha* (71%). Количество пыльцы в комплексе невелико, здесь отмечены *Extratropipollenites menneri*, *Plicapollis pseudoexcelsus*, *Triatriopollenites roboratus*, различные *Tripoporipollenites* и *Tricoporipollenites*.

Второй диноцистовый комплекс выявлен в отложениях серовской свиты в скв. 11 (228-203 м), 29 (202-164 м) и 32 (170-156 м) и характеризуется появлением стратиграфически важного таксона *Deflandrea denticulata*. Внутри комплекса отмечены *Deflandrea oebisfeldensis* и *Adnatosphaeridium multispinosum*. В этом же интервале встречена пыльца *Psilatricolporites evidens*, *Rhoipites pseudocingulum*, *Castanea crenataeformis*, *Comptonia rotunda*, *Tricolporipollenites cingulum*, *Tricolporipollenites pseudocingulum*, *Pompeckjodaepollenites subhercynicus*, *Rhus regularis* и другие. Появление ключевого таксона *Deflandrea denticulata* позволяет сопоставить этот диноцистовый интервал с интервалом диноцистовых зон P5a-b Северного моря (Mudge, Bujak, 1996), зоной *Alisocysta margarita* южной Англии (Powell et al., 1996) и зонами Viborg 4-Viborg 5 (низы) Дании (Heilmann-Clausen, 1985). Таким образом, указанный интервал ирбитской свиты может быть датирован частью танета (предположительно часть хрона C25).

Палинологический комплекс в этом интервале ирбитской свиты характеризуется существенным содержанием диноцист, а также большим количеством акритарх (16-22%) и пыльцы покрытосеменных (до 32%). Среди диноцист преобладают перидиниоидные диноцисты

группы дефландроидных (31-55%) в скв. 32 и 29, а в скв. 11 наблюдается доминирование (71%) группы *Areoligera*. Ассоциация скв. 11 с большим содержанием *Areoligera*, скорее всего, отражает начало трансгрессивной фазы. Преобладание перидиниоидных дефландровых диноцист и акритарх, а также существенное содержание пыльцы может указывать на накопление этой части ирбитской свиты в достаточно прибрежных опресненных обстановках.

Третий диноцистовый комплекс выявлен в скв. 11 (203-173 м) внутри серовской свиты и характеризуется появлением стратиграфически важного вида *Apectodinium homomorphum*. Присутствие этого вида позволяет сопоставить данный диноцистовый комплекс с комплексами зон *Apectodinium hyperacanthum* на юге Англии (Powell et al., 1996), Viborg 5 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985), подзоны D4с компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988), зоны P6a шкалы Северного моря (Bujak, Mudge, 1994). Согласно корреляциям с западноевропейскими шкалами (Powell, 1992; Vandenberghe et al., 2012), интервал ирбитской свиты, соответствующий зоне *A. hyperacanthum* может быть датирован поздним танетом (верхи Хрона C25-часть Хрона C24).

В количественном плане в этом интервале преобладают диноцисты, среди которых доминирует (54%) *Chlamydophorella* cf. *wallala* sensu Shumacker-Lambry (1978). Скорее всего, такой комплекс может свидетельствовать о прибрежных обстановках осадконакопления.

Четвертый диноцистовый комплекс обнаружен в отложениях ирбитской свиты в скв. 32 (156-132 м) по появлению вида-индекса *Stenodinium meckelfeldense*, что позволяет сопоставить этот интервал с интервалом зоны *Wetzeliella meckelfeldensis* Западной Европы (Powell, 1992), частично подзоны D6b компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988), а также подзоны E2a шкалы Северного моря (Mudge, Bujak, 1996). Соответственно, эта часть ирбитской свиты в скв. 32 может быть датирована ранним ипром (часть Хрона C24). Пыльцевой комплекс в этом интервале характеризуется присутствием *Psilatricolporites evidens*, *Tricolporopollenites cingulum*, *Tricolporopollenites pseudocingulum*, *Castanea crenataeformis* и др. Палинологический комплекс на глубинах 156-132 м характеризуется четким доминированием акритарх *Horologinella* spp. (до 78%), среди диноцист преобладают представители группы дефландроидных (35-39%). Такое доминирование акритарх свидетельствует, скорее всего, о начале очередного трансгрессивного цикла в истории морского бассейна, при котором происходило повышение уровня моря и затопление прибрежной суши, сопровождавшееся привнесом пресной воды.

Пятый диноцистовый интервал выявлен из отложений ирбитской свиты в скв. 32 (132-113 м) по появлению стратиграфически важного вида *Dracodinium simile*, что позволяет сопоставить его с интервалом зоны *Dracodinium simile* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell,

1992), подзоны D7a компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988) и частично зоны *Dracodinium simile* в шкале Бельгийского бассейна (De Coninck, 1991). Следовательно, интервал ирбитской свиты, соответствующий зоне *Dracodinium simile*, может быть датирован частью раннего ипра (часть Хрона C24).

Шестой диноцистовый интервал выявлен в верхней части ирбитской свиты в скв. 11 (173-123 м), 29 (164-78 м) и 32 (113-93 м) по первому появлению вида *Dracodinium varielongitudum*. Внутри этого интервала отмечены виды *Wetzeliella articulata* и *Rhadinodinium glabrum*. Внутри интервала отмечается присутствие пыльцы *Araliaceoipollenites euphorii*, *Psilatricoporites evidens*, *Castanopsis pseudocingulum*, *Comptonia rotunda*, *Rhoipites porrectus* и т.д. Присутствие вида-индекса *Dracodinium varielongitudum* позволяет сопоставить этот интервал с интервалом зоны *Dracodinium varielongitudum* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), подзоны D7b из компиляционной шкалы Costa, Manum (1988) и шкалы немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012), частично зоны *Dr. varielongitudum* в Бельгийском бассейне (De Coninck, 1991), а также зоны LC-2 в Англии (Vujak et al., 1980). Согласно последним данным калибровок с известковым наннопланктоном в восточном Пери-Тетисе (Глава 5; King et al., 2013), первое появление вида *Dr. varielongitudum* практически совпадает с основанием наннопланктонной зоны NP12. С учетом этих корреляций, данный интервал ирбитской свиты датируется средним ипром в пределах части Хронов C24n-C23r.

Палинологические ассоциации внутри шестого диноцистового интервала характеризуются существенным содержанием диноцист и акритарх (до 50%), на некоторых уровнях увеличивается содержание континентальных палиноморф. Среди диноцист внутри интервала наблюдаются чередования в доминировании перидиниоидных групп ветзелиеллоидных и дефландроидных при участии группы *Spiniferites*. Доминирование перидиниоидных динофлагеллат, толерантных к опресненным условиям, а также большое количество акритарх могут свидетельствовать о прибрежных обстановках с пониженной соленостью морской воды как результат высокого стояния воды и затопления прибрежных территорий.

Седьмой диноцистовый интервал выявлен в отложениях нюрольской свиты в скв. 11 (123-58 м), 29 (78-63 м) и 32 (93-45 м) по первому появлению стратиграфически важного вида *Charlesdowniea coleothrypta*. В этом интервале отмечено появление видов *Eatonicysta ursulae*, *Rhombodinium pentagonum*, *Dracodinium coronatum* и *Soaniella granulata*. Присутствие вида *Charlesdowniea coleothrypta* позволяет сопоставить этот интервал с интервалом зоны *Charlesdowniea coleothrypta* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и шкалы Датского бассейна (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), частью зоны D8 компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988). Согласно Vandenberghe et al. (2012) и новым

данным из восточного Пери-Тетиса (Глава 5; King et al., 2013), этот интервал нюрольской свиты может быть датирован средним ипром (часть Хронов C23r-C23n).

Палинологический комплекс внутри нюрольской свиты характеризуется доминированием пыльцы покрытосеменных (64-70%), среди которой преобладают *Araliaceipollenites euphorii*, *Tricoporopollenites cingulum* и *Tricoporopollenites liblarensis*, а также встречаются *Tilia pseudoinstructa*, *Nyssa* sp., *Liquidambar* sp., пальмы и т.д. Среди представителей фитопланктона наблюдается большое содержание акритарх *Paucilibimorpha* spp. и *Tritonites* spp., а среди диноцист доминируют ветзелиеллоидные (до 34%), дефландроидные (*Deflandrea phosphoritica*, до 19%) и особенно *Cordopshaeridium gracile* (до 73%). Такие пропорции внутри палинологического комплекса указывают, скорее всего, на накопление отложений нюрольской свиты в прибрежных обстановках с пониженной соленостью морской воды, в интервале трансгрессивного повышения уровня моря.

Восьмой диноцистовый комплекс выявлен в отложениях тавдинской свиты в скв. 11 на глубине 58 м, скв. 29 на глубине 53 м и скв. 32 на глубине 30 м. Ассоциации фитопланктона крайне обеднены, здесь можно отметить появление стратиграфически важных видов *Rhombodinium porosum* в скв. 11 и *Lentinia serrata* в скв. 29 и 30, а также присутствие *Areosphaeridium diktyoplokum*. В этом интервале наблюдаются богатые пыльцевые комплексы с *Sapotaceoidaepollenites manifestus*, *Ulmodeipites planeraeformis*, *Engelhardtia quietis*, *Juglans polyporata*, *Carya simplex*, *Hamamelis scotica*, *Quercus conferta*, *Quercus gracilis*, *Quercus graciliformis*, *Rhus regularis*. Присутствие *Rhombodinium porosum* и *Lentinia serrata* позволяет сопоставить этот диноцистовый интервал с частью зоны *Rhombodinium porosum* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), зоной D11 из шкал северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988) и немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012), а также зоной *Rhombodinium porosum* на Украине, Кавказе и Северном Казахстане (Андреева-Григорович и др., 2011) и, следовательно, датировать эту часть тавдинской свиты средним эоценом (часть Хрона C18).

Преобладание континентальных палиноморф над фитопланктоном в целом, а также существенное содержание акритарх *Tritonites* spp. указывает на крайне прибрежные обстановки осадконакопления.

4.1.2. Бассейн р. Северная Сосьва (скважины №19-Усть-Манья, 29 и 30)

Разрезы скважин 29 и 30 представлены морскими отложениями ирбитской (серые и светло-серые пески и псечаники с прослоями темно-серых глин в интервале 280-257 м в скв. 29; серовато-зеленые диатомизированные глины в интервале 260.1-222 м в скв. 30), нюрольской

(светло-серые диатомиты, диатомовые глины и светло-серые алевролиты в интервале 257-177 м в скв. 29; голубовато-зеленые и темно-зеленые глины с линзами песка в интервале 222-148.5 м в скв.30) и тавдинской (177-45 м в скв. 29; 148.5-26 м в скв. 30) свит. Тавдинская свита в скв. 29 представлена: (1) 177-68 м – зеленовато-серыми глинами с алевролитами и кварц-глауконитовым песком; (2) 68-60 м – серым алевролитом; (3) 60-45 м – серыми и коричневат-серыми глинами и светло-серыми алевролитами. В скв. 30 тавдинская свита сложена: (1) 148.5-78 м – голубовато-зелеными и темно-зелеными глинами с линзами светло-серого песка; (2) 78-64 м – желто-зелеными глинами с линзами алевролита и песка; (3) 64-26 м – серым алевролитом с маленькими линзами гальки и линзами песка.

Разрез скважины 19-Усть-Манья представлен снизу вверх отложениями марсятской (200-175 м, глинистые диатомиты, диатомовые глины), ивдельской (175-160.1 м, песчаники, глины и алевролиты), серовской (160.1-135 м, глинистые диатомиты и диатомовые глины) и ирбитской (135-40.1 м, диатомиты с прослоями песчаников) свит. Автором настоящей работы изучались диноцисты только из ирбитской свиты, поэтому ниже приводятся данные только из эоценовой части разреза скважины.

Первый эоценовый диноцистовый комплекс выявлен в скв. 19 из отложений ирбитской свиты (глубина ~121-100 м) по появлению стратиграфически важных видов *Axiodinium augustum* и *Epelidinium pechoricum*. В комплексе также присутствуют виды *Apectodinium homomorphum*, *A. paniculatum*, *A. quinquelatum*. Выявленный комплекс диноцист отвечает интервалу западноевропейской зоны *Apectodinium augustum* (Powell, 1992), что позволяет датировать этот уровень ирбитской свиты самым началом эоцена (часть хрона C24г).

Второй диноцистовый комплекс выявлен в скв. 19 внутри ирбитской свиты (~100-56 м) по появлению стратиграфически важного вида *Dracodinium simile*, что, как и в низовьях Пура, позволяет сопоставить этот интервал с интервалами зоны *Dracodinium simile* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), подзоны D7а компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988) и частично интервалом зоны *Dracodinium simile* в шкале Бельгийского бассейна (De Coninck, 1991). Возраст этой части ирбитской свиты в скв. 19 - часть раннего ипра (часть Хрона C24).

Третий диноцистовый комплекс выявлен в отложениях ирбитской свиты в скв. 29 (260-222 м) и 30 (276-257 м) по появлению вида *Dracodinium varielongitudum*, что позволяет предположить его соответствие интервалу зоны *Dracodinium varielongitudum* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992). Возраст этой части ирбитской свиты –средний ипр.

В количественном плане среди диноцист доминируют перидиниоидные ветзелиеллоидные (*Dracodinium varielongitudum* – 80%) и дефландроидные (*Deflandrea phosphoritica* – 30%), среди

гониаулакоидных заметно представлен *Cordosphaeridium gracile* (12%). В этом интервале преобладают диноцисты; акритархи и пыльца наземных растений немногочисленны. Такой состав палинологического комплекса наряду с доминированием перидиниоидных диноцист свидетельствует, скорее всего о достаточно прибрежных обстановках с существенным привнесом питательных веществ, и, возможно, относительно пониженной соленостью вод.

Четвертый диноцистовый интервал выявлен внутри нюрольской свиты в скв. 29 (257-177 м) и 30 (222-145 м) по появлению стратиграфически важных видов *Charlesdownia coleothrypta*, *Dracodinium coronatum* и *Stichodinium? lineidentatum*. В этом интервале встречена пыльца *Liquidambar* sp., *Juglans* sp., *Tilia* sp., *Anacolsidites* sp., *Triporopollenites robustus*, *Tricolporopollenites cingulum*, *Rhoipites pseudocingulum*, *Castanea crenataeformis*, *Psilatricolporites evidens*. Присутствие индекс-вида *Charlesdownia coleothrypta* позволяет коррелировать этот интервал с интервалом зоны *Charlesdownia coleothrypta* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и шкалы Датского бассейна (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), частью зоны D8 компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988). С учетом новых данных из восточного Пери-Тетиса (King et al., 2013, Глава 5) эта часть нюрольской свиты в бассейне р. Северная Сосьва может быть датирована частью среднего ипра.

Нижняя часть четвертого интервала характеризуется доминированием диноцист в палинологическом комплексе, при этом здесь существенно преобладают ветзелиеллоидные (до 40%), *Cordosphaeridium gracile* (18%) и *Deflandrea phosphoritica*. Начиная с уровня 159.3 м в скв. 30 и 190 м в скв. 29 четко увеличивается содержание акритарх (50% от комплекса), увеличивается содержание континентальных палиноморф. Возможно, накопление верхней части нюрольской свиты происходило во внутренней неритической зоне с относительно пониженной соленостью воды и постепенным приближением береговой линии во время накопления верхов свиты.

Пятый диноцистовый интервал выявлен в отложениях тавдинской свиты в скв. 30 (145-119.7 м) по появлению вида-индекса *Rhombodinium draco*, что позволяет сопоставить этот интервал с интервалом зоны *Rhombodinium draco* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и шкалы Андреевой-Григорович (1991) для юга бывшего СССР, зоной D10a из компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988) и зоной BAR-1 (*Heteraulacacysta porosa* assemblage Zone) на юге Англии (Vujak et al., 1980). Согласно данным изучения диноцист на Украине (А.С. Андреевой Григорович, устное сообщение; Iakovleva, 2015) и Северо-Западной Европе (Heilmann-Clausen, Van Simaey, 2005), первое появление *Rh. draco* отмечается в верхах зоны NP16. Таким образом, интервал тавдинской свиты с *Rhombodinium draco* на севере Западной Сибири может быть отнесен к среднему эоцену (терминальный лютет-начало бартона) (часть Хронов C19n-C18r).

Палинологический комплекс в пятом интервале характеризуется доминированием диноцист из групп дефландроидных (*Deflandrea phosphoritica*, 28%) и ветзелиеллоидных (21%), а также существенным (20%) присутствием акритарх рода *Tritonites*; пыльца (*Rhoipites pseudocingulum*, *Tricolporopollenites liblarensis*, *Tricolporopollenites cingulum*, *Juglans* sp.) составляет порядка 30% от комплекса. Всё это свидетельствует о накоплении низов тавдинской свиты в прибрежных обстановках с привносом пресной воды и питательных веществ с берега, возможно, в течение трансгрессивной фазы развития морского бассейна.

Шестой диноцистовый интервал выявлен в отложениях тавдинской свиты в скв. 29 (177-152.7 м) по появлению вида *Rhombodinium porosum*, что позволяет скоррелировать этот интервал с частью интервала зоны *Rhombodinium porosum* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), зоны D11 из шкал северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988) и немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012), а также зоны *Rhombodinium porosum* на Украине, Кавказе и Северном Казахстане (Андреева-Григорович и др., 2011). На Украине, юге России и в Северном Казахстане первое появление *Rh. porosum* отвечает низам зоны NP17 по наннопланктону (Андреева-Григорович и др., 2011). Таким образом, интервал тавдинской свиты, соответствующий зоне *Rhombodinium porosum*, может быть отнесен к среднему эоцену (барто́ну) (часть Хрона C18). В этом интервале отмечается пыльца *Tricolporopollenites cingulum*, *Castanopsis pseudocingulum*, *Comptonia rotunda*, *Quercus conferta* и т.д.

Палинологический комплекс в этом интервале свиты характеризуется доминированием диноцист, среди которых наблюдается большое количество вида *Soaniella granulata* (55% от всего комплекса), достаточно много *Deflandrea phosphoritica* и *Rhombodinium porosum*. Содержание акритарх *Tritonites* spp. и пыльцы тоже существенно. Вероятно, накопление тавдинской свиты продолжалось в мелководных условиях, с привносом пресной воды и питательных веществ с суши.

Седьмой диноцистовый интервал выявлен в скв. 29 внутри тавдинской свиты (152.7-144 м) по появлению *Rhombodinium ornatum*. В комплексе представлены виды, известные из более низких эоценовых горизонтов скважины: *Wetziella articulata*, *Turbiospahera galatea*, *Thalassiphora pelagica* и т.д., здесь отмечаются виды *Phthanoperidinium echinatum*, *Glaphyrocysta spineta*, *Glaphyrocysta texta*. Вид *Rhombodinium ornatum* имеет достаточно ограниченное географическое распространение, предположительный возраст части тавдинской свиты, соответствующей интервалу с *Rhombodinium ornatum* - бартон (часть Хрона C18).

В количественном плане комплекс фитопланктона характеризуется здесь доминированием вида *Rhombodinium ornatum* (44%), здесь также преобладают *Wetziella articulata* и акритархи *Tritonites* spp. В целом, палинологический комплекс отличается доминированием разнообразной

пыльцы наземных растений (Pinaceae, Polypodiaceae, Anacardiaceae, Aquifoliaceae, Betulaceae, Fagaceae, Juglandaceae, Myricaceae, Nyssaceae и др.). Такое соотношение групп палиноморф свидетельствует о накоплении бартонской части тавдинской свиты в бассейне Северной Сосьвы в мелководных прибрежных обстановках.

Верхняя часть тавдинской свиты в скв. 30 (119.7-30 м) характеризуется крайне бедным диноцистовым комплексом: единичными *Deflandrea phosphoritica*, *Palaeocystodinium golzowense*. В скв. 29 (140-52.4 м) комплекс также немногочисленен, но здесь представлено большее количество таксонов, среди которых *Araneosphaera araneosa*, *Cordosphaeridium funiculatum*, *C. inodes*, *C. gracile*, *Deflandrea phosphoritica*, *Glaphyrocysta exuberans*, *Gl. semitecta*, *Gl. spineta*, *Gl. texta* и т.д. Некоторые уровни в верхней части тавдинской свиты в этих скважинах представлены исключительно *Deflandrea phosphoritica*. В количественном плане палинологический комплекс отличается здесь большим содержанием акритарх (*Tritonites*, *Micrhystridium*), большим количеством спор водного папоротника *Hydropteris indutus* и доминированием пыльцы наземных растений (особенно родом *Quercus*). Акме *Hydropteris indutus* характерно в Западной Сибири для интервала зоны Talladinium? angulosum, поэтому верхняя часть тавдинской свиты в 29-ой и 30-ой скважинах предположительно датирована частью приабона в мелководных прибрежных обстановках в течение регрессивного этапа развития бассейна.

4.1.3. Бассейн р. Васюган (скважина №4)

Разрез скважины 4, пробуренной в долине р. Елизаровка (бассейн р. Васюган, восточная часть Обь-Иртышского междуречья) представлен морскими отложениями талицкой (416-405.3 м; темно-серые мергельные глины), серовской (405.3-342 м; серые, темно-серые глины с прослоями диатомитов), ирбитской (342-310 м; серые диатомиты и серовато-зеленые мергелистые глины), нюрольской (310-252.9 м; зеленовато-желтые глины с мелкими вкраплениями мергеля) и тавдинской (252.9-170 м ; зеленовато-серые мергелистые глины) свит. Отложения талицкой свиты перекрывают меловые толщи, а тавдинская свита, в свою очередь, перекрывается сверху континентальными отложениями атлымской (олигоценовой) свитой (пески с прослоями коричневой глины). В рамках палинологического исследования изучено 40 образцов из морских палеогеновых отложений скважины.

Первый диноцистовый интервал выявлен в отложениях талицкой и серовской свит (глубина 416-352 м). Диноцистовый комплекс содержит достаточно много таксонов (48), среди которых отмечаются *Cerodinium speciosum*, *Cerodinium markovae*, *Alterbidinium acutululum*, *Microdinium kustanaicum*, *Palaeocystodinium benjaminii*, *Areoligera coronata*, *Areoligera senonensis*, *Huyschospaeridium tubiferum* и др. Несмотря на таксономически разнообразную диноцистовую

ассоциацию, нижний диноцистовый интервал в скв. 4 достаточно затруднительно отнести к какой-либо диноцистовой зоне с большой степенью уверенности: представленные здесь виды имеют широкий стратиграфический интервал распространения. Стратиграфически важные виды *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Isabelidinium? viborgense* или *Alisocysta margarita*, которые могли бы уточнить возраст отложений, отсутствуют. С определенной степенью условности представляется возможным сопоставить этот диноцистовый интервал с интервалом западноевропейской зоны *Cerodinium speciosum* (Powell, 1992), а также зоной 3 в Датском бассейне (Heilmann-Clausen, 1985); возможный стратиграфический возраст части талицкой и части серовской свит – часть зеландия и переход от зеландия к танету. Вполне возможно, что отсутствие в комплексе стратиграфически важных видов не позволяет увидеть в переходе от талицкой к серовской свите скрытого перерыва в осадконакоплении.

Пыльцевой комплекс внутри интервала характеризуется, в основном, *Normapolles* spp. *Postnormapolles* spp. Также можно отметить *Wodehousia* sp., *Triprojectus* sp., *Anacolsidites insignis*, *Platycaryapollis* sp., *Pterocarya* sp., *Comptonia* sp. и др.

Палинологический комплекс в интервале глубин 416-352 м характеризуется доминированием диноцист до глубины 408 м, здесь наиболее заметны группы *Spiniferites* (до 38%), дефландроидные (*C. speciosum* и *C. markovae*, до 27%), *Fromea* spp. (до 21%), *Cleistosphaeridium* spp. (23%) и *Cordosphaeridium* (23%). Комплекс в интервале от 400.6 до 352 м явился наименее разнообразным, здесь доминируют дефляндровые, достаточно много *Areoligera* spp., много акритарх *Paucilibimorpha incurvata*. Можно предположить относительное обмеление этой части бассейна в течение накопления первого диноцистового комплекса, при этом нижние горизонты отражают обстановки нормальной солености, а верхние горизонты могли накапливаться в прибрежных обстановках пониженной солености.

Второй диноцистовый интервал выявлен внутри серовской свиты (глубина 352-342 м), здесь отмечается появление видов *Apectodinium homomorphum*, *Apectodinium quinquelatum*, *Deflandrea arcuata*. Появление стратиграфически важных видов *A. homomorphum* и *A. quinquelatum* позволяет сопоставить диноцистовый комплекс с комплексом зоны *Apectodinium hyperacanthum* в южной Англии (Powell et al., 1996), зоной Viborg-5 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985), интервалом подзоны D4с компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988), зоной P6a шкалы Северного моря (Vujak, Mudge, 1994). Как и в низовьях Пура, верхняя часть серовской свиты в скв. 4 может быть датирована поздним танетом (верхи Хрона C25-часть Хрона C24).

Палинологический комплекс в этом интервале характеризуется доминированием диноцист (группы *Spiniferites* и *Deflandrea*), а также существенным присутствием (до 38%) акритарх

Paucilibimorpha incurvata. Пыльца наземных растений немногочисленна, представлена *Trudopollis menneri*, *Comptonia rotunda*.

Третий диноцистовый интервал выявлен на глубине 342 м в отложениях ирбитской свиты по появлению вида-индекса *Axiodinium augustum*. Данный комплекс диноцист отвечает интервалу западноевропейской зоны *Arpseudodinium augustum* (Powell, 1992), что позволяет датировать этот уровень ирбитской свиты самым началом эоцена (часть хрона C24r).

В палинологическом комплексе доминируют диноцисты (группы *Spiniferites* и *Deflandrea*), в существенном количестве присутствующую акритархи, а пыльца наземных растений составляет порядка 30%. Всё это может указывать на достаточно мелководные условия накопления ирбитской свиты в самом начале эоцена.

Четвертый диноцистовый интервал выявлен в отложениях ирбитской свиты (337-310 м) по присутствию видов *Stenodinium meckelfeldense*, *Wetzeliella articulata*, *Axiodinium lunare*, *Deflandrea phosphoritica*, *Dracodinium solidum*, *Dracodinium varielongitudum*. Стратиграфически наиболее молодым здесь является вид *Dracodinium varielongitudum*, что позволяет коррелировать этот интервал ирбитской свиты с интервалом одноименной зоны из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), подзоны D7b из компиляционной шкалы Costa, Manum (1988) и шкалы немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012). С учетом этих корреляций, данный интервал ирбитской свиты датируется частью среднего ипра в пределах части Хронов C24n-C23r.

Палинологический комплекс в этом интервале характеризуется существенным доминированием акритарх *Paucilibimorpha incurvata* (до 81% на глубине 324 м), а также существенным содержанием диноцист, среди которых преобладают группы ветзелиеллоидных (18%), дефландроидных (19%) и *Spiniferites* (12%). Пыльца наземных растений (*Castanopsis* sp., *Psilatricolporites* sp., *Rhoipites villensis*, *Rhoipites pseudocingulum*, *Triatriopollenites aroboratus*, *Pterocarya communis*, *Alnus quadropollenites* и др.) также представлена в большом количестве. Исключительное доминирование акритарх, а также преобладание групп диноцист, толерантных к пониженной солености, наряду с большим содержанием пыльцы свидетельствуют о накоплении этой части ирбитской свиты в бассейне р. Васюган в морских мелководных обстановках с пониженной соленостью и привнесом питательных веществ с суши, необходимых для перидиниоидных динофлагеллат (ветзелиеллоидных и дефландроидных).

Пятый диноцистовый интервал выявлен из отложений нюрольской свиты (310-266 м) по появлению видов *Charlesdowniea coleothrypta* и *Dracodinium coronatum*. Появление вида-индекса *Charlesdowniea coleothrypta* позволяет коррелировать этот интервал с интервалом зоны *Charlesdowniea coleothrypta* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и шкалы Датского бассейна (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), частью зоны D8 компиляционной шкалы

северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988). Часть нюрольской свиты, отвечающая этому диноцистовому интервалу датируется частью среднего ипра (часть Хронов C23r-C23n).

Шестой диноцистовый интервал выявлен в нюрольской свите на глубинах 266-251 м по появлению стратиграфически важного вида *Samlandia chlamydophora*. В разрезах Западной Европы (De Coninck, 1991) и новым данным автора из разрезов Пери-Тетиса (Глава 5; King et al., 2013) вид *Samlandia chlamydophora* появляется последовательно после первых появлений *Ochetodinium romanum* и *Piladinium columna* в середине наннопланктонной зоны NP12, соответственно, можно предположить, что верхняя часть нюрольской свиты в скв. 4 отвечает части среднего ипра (Хрон C23r).

В количественном плане в палинологическом комплексе пятого и шестого интервалов доминируют диноцисты (прежде всего перидиниоидные группы ветзелиеллоидных и дефландроидных), акритархи составляют порядка 10%, пыльца (*Sapotaceoidaepollenites manifestus*, *Pompeckjodaepollenites subhercynicus*, *Castanopsis pseudocingulum*) – 30-40%, что указывает на отложение нюрольской свиты в мелководных прибрежных обстановках.

Седьмой диноцистовый интервал выявлен из отложений тавдинской свиты (251-170 м) по появлению стратиграфически важного вида *Talladinium? angulosum*. Ассоциации диноцист немногочисленны, содержат виды *Charlesdowniea? fasciata*, *Rhombodinium irtyschense*, *Rhombodinium spinula*, *Areosphaeridium diktyoplokum*, а в интервале глубин 218.5-170 м встречаются только редкие *Deflandrea phosphoritica*. Присутствие *Talladinium? angulosum* позволяет частично сопоставить седьмой интервал с интервалом зоны *Charlesdowniea clathrata angulosa* из шкал Парижского бассейна (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978), юга бывшего СССР (Андреева-Григорович, 1991) и юга России (Запорожец, 1999) и датировать отложения тавдинской свиты в скв. 4 верхами бартона – частью приабона (Хроны C17-C16).

В скв. 4 фитопланктон исчезает на глубине 170 м (атлымская свита), здесь выявлен исключительно спорово-пыльцевой комплекс с *Carya spackmania*.

4.1.4. Печорская впадина (скважина №228)

Скважина 228 пробурена в долине реки Воравож (приток р. Лемвы), в восточной части Полярного Урала. Скважина, пробуренная до глубины 448 м, вскрыла мощный мел-палеогеновый разрез, перекрытый сверху 86 м плиоцен-четвертичных отложений. В данной работе рассматривается только палеогеновая часть разреза. Согласно описанию Афанасьевой (1996), палеоген представлен в 228-ой скважине снизу вверх кыршорской и воравожской свитами. Кыршорская свита: 357-297 м – базальная часть свиты, представленная глинами и алевролитом, с несогласием залегает на песчанике верхнемелового возраста. Верхняя часть

интервала сложена серыми песчаными опоками и кварцевым песчаником, глауконитом и детритом; 297-274.8 м – чередование серых и зеленовато-серых глин и опоквидных глин с прослоями песчаника и алевролита. Воравожская свита (274.8-86 м), со слоем песчаной глины с галькой в базальной части, несогласно перекрывает отложения кыршорской свиты. Вся свита представлена диатомитами и диатомовыми глинами.

Палинологический анализ 48 образцов выявил постоянное присутствие органикостенного фитопланктона по всему палеогеновому разрезу, что позволило установить здесь 7 диноцистовых интервалов.

Первый диноцистовый интервал выявлен на глубине 357-286 м в отложениях кыршорской свиты по присутствию стратиграфически важных видов *Deflandrea denticulata* и *Deflandrea oebisfeldensis*. Присутствие *Deflandrea denticulata* позволяет сопоставить этот диноцистовый интервал с интервалом диноцистовых зон P5a-b Северного моря (Mudge, Bujak, 1996), зоны *Alisocysta margarita* южной Англии (Powell et al., 1996) и зон Viborg 4-Viborg 5 (низы) Дании (Heilmann-Clausen, 1985) и, соответственно, датировать его частью танета (предположительно часть хрона C25).

Палинологический комплекс характеризуется доминированием диноцист и существенным присутствием акритарх. Среди диноцист наиболее многочисленны представители групп *Areoligera* (*A. coronata*, *A. senonensis*), дефландроидных (*D. denticulata*, *D. oebisfeldensis*), *Hystrichosphaeridium tubiferum*, *Fromea laevigata*; на глубине 357 м наблюдается доминирование (39%) вида *Downiesphaeridium aciculare*; а с глубины 320 м более многочисленными становятся дефляндровые *Cerodinium markovae* и *Cerodinium speciosum* (14%). Доминирование группы *Areoligera* и большое содержание акритарх в базальной части кыршорской свиты указывает на начальную трансгрессивную фазу развития палеогенового бассейна, а общие характеристики комплекса свидетельствуют о прибрежных условиях осадконакопления при, возможно, определенном привносе пресной воды с прилегающей суши.

Второй диноцистовый интервал выявлен в отложениях кыршорской свиты (286-282.5 м) по появлению видов *Apectodinium homomorphum*, *Apectodinium hyperacanthum*, *Apectodinium quinquelatum*, которые при этом составляют порядка 50% от всего комплекса. Этот комплекс может быть сопоставлен с комплексом зоны *Apectodinium hyperacanthum* южной Англии (Powell et al., 1996), зоны Viborg-5 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985), подзоны D4с компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988), зоны P6a шкалы Северного моря (Bujak, Mudge, 1994), что позволяет датировать эту часть кыршорской свиты поздним танетом (верхи Хрона C25-часть Хрона C24).

Третий диноцистовый интервал выявлен на глубине 282.5-274.8 м в верхах кыршорской свиты по появлению в комплексе стратиграфически важных видов *Axiodinium augustum*, *Apectodinium parvum*, *Apectodinium summissum*, *Epelidinium pechoricum*. По появлению вида-индекса *Axiodinium augustum* этот интервал разреза сопоставляется с интервалом западноевропейской зоны *Apectodinium augustum* (Powell, 1992), следовательно, верхи кыршорской свиты датируются самым началом эоцена (ПЕТМ, ~55.8-55.6 млн. лет; часть хрона C24r).

Комплекс фитопланктона достаточно разнообразен (более 60 таксонов), здесь доминируют перидиниоидные диноцисты *Apectodinium* spp. (~50%) и *Deflandrea oebisfeldensis*. На глубине 281.5 м наблюдается существенное присутствие континентальных палиноморф (пыльца *Extratropopollenites menneri*, *Pompeckjodaepollenites subhercynicus*, а также двухмешковая пыльца хвойных), что свидетельствует о мелководных обстановках осадконакопления в самом начале эоцена в течение ПЕТМ.

Четвертый диноцистовый интервал выявлен в низах воровожской свиты (274.8-266 м); диноцистовый комплекс количественно крайне беден, характеризуется отсутствием видов *Ax. augustum* и *E. pechoricum*, а также обедненным таксономическим составом: здесь присутствуют таксоны широкого стратиграфического распространения *Deflandrea oebisfeldensis*, *Glaphyrocysta ordinata*, *Gl. exuberans*, *Achomosphaera* spp., *Spiniferites* spp., *Cordosphaeridium* spp., что позволяет сопоставить этот интервал с интервалом зоны *Deflandrea oebisfeldensis* Западной Европы (Powell, 1992), зоны Viborg-7 Дании (Heilmann-Clausen, 1985), подзона E1b-с шкалы Северного моря (Mudge, Vujak, 1996), подзона D5b компиляционной шкалы Costa, Manum (1988), зоны *Glaphyrocysta ordinata* южной Англии (Powell et al., 1996). Возраст низов воровожской свиты - т.н. инициальный эоцен (часть Хрона C24).

Пятый диноцистовый интервал выявлен на глубинах 266-215 м (воровожская свита) по появлению стратиграфически важного *Stenodinium meckelfeldense*, что позволяет отнести эту часть свиты к интервалу зоны *Wetzelia meckelfeldensis* Западной Европы (Powell, 1992), частично подзоны D6b компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988), а также подзоны E2a шкалы Северного моря (Mudge, Vujak, 1996), возраст - ранний ипр.

Комплекс фитопланктона таксономически разнообразен, при этом количественные соотношения эко-групп существенно варьируют: доминирование групп *Areoligera* (до 31%) и *Spiniferites* (до 43%) чередуется с доминированием дефландроидных (до 53%, *D. oebisfeldensis*, *Deflandrea phosphoritica*). Подобные флуктуации могут указывать на накопление интервала в течение трансгрессивного этапа, с периодическим опреснением воды и привнесением питательных веществ с затопляемой суши.

Шестой диноцистовый интервал выявлен внутри воровожской свиты на глубинах 215-160 м по появлению маркера *Dracodinium varielongitudum*, что позволяет сопоставить его с интервалом одноименной зоны компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), подзоны D7b из компиляционной шкалы Costa, Manum (1988) и шкалы немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012). Возраст этой части воровожской свиты - средний ипр в пределах части Хронов C24n-C23.

Комплекс фитопланктона на глубине 215-160 м характеризуется доминированием представителей рода *Deflandrea* (20-56%), что указывает на накопление интервала в достаточно прибрежных обстановках с возможной пониженной соленостью и существенным количеством питательных веществ.

Седьмой диноцистовый интервал выявлен на глубине 160-153 м по первому появлению стратиграфически важного *Charlesdowniea coleothrypta*. Внутри интервала отмечено появление видов *Rhadinodinium politum*, *Dracodinium coronatum*, *Eatonicysta ursulae*. Этот интервал воровожской свиты сопоставляется с интервалом зоны *Charlesdowniea coleothrypta* 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), возраст – часть среднего ипра (часть Хронов C23r-C23n).

Восьмой диноцистовый интервал выявлен на глубине 153-112 м по появлению в комплексе вида *Piladinium columna*, что позволяет сопоставить этот интервал с частью двух зон Бельгийского бассейна (De Coninck, 1991): *Ochetodinium romanum* и *Kisselovia aff. clathrata*, а также части зон D8b-с северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988), соответственно, эта часть воровожской свиты датируется следующей частью среднего ипра.

Наконец, последний диноцистовый интервал в верхах воровожской свиты (112-86 м) характеризуется появлением маркера *Areosphaeridium diktyoplokum*, что свидетельствует о его соответствии интервалу зоны *Ar. diktyoplokum* шкал Датского бассейна и немецкого сектора Северного моря (Heilmann-Clausen, Costa, 1989). В разрезах Западной Европы (Steurbaut, 1998) и восточного Пери-Тетиса (Глава 5; King et al., 2013), содержащих известковый наннопланктон, первое появление вида *Ar. diktyoplokum* практически совпадает с границей наннопланктонных зон NP12/NP13. Таким образом, верхи воровожской свиты могут быть датированы поздним ипром.

Комплексы фитопланктона на глубинах от 160 до 86 м характеризуются доминированием перидиниоидных диноцист (ветзелиеллоидных и дефландроидных), что может объясняться опресненными обстановками осадконакопления вблизи берега с существенным количеством питательных веществ.

4.2. Разрезы юга Западной Сибири

Материалом для исследования диноцист на юге Западной Сибири послужили 140 образцов из разрезов скважин 8, 10 и 011-БП (Рис. 4.2) Барабинской структурно-фациальной зоны, пробуренных в Русско-Полянском районе Омской области (9.6 км юго-восточнее с. Черноусовка и 3.8 км восточнее аула Джонхилик соответственно) и скважины 011-БП, пробуренной в Ачаирском районе (40 км южнее г. Омска). Образцы 8-ой и 10-ой скважин отобраны и описаны Александровой Г.Н. и Беньямовским В.Н. (ГИН РАН), а скв. 011-БП – Беньямовским В.Н. (Рис. 4.4) из отложений ганькинской, талицкой и люлинворской свит, русско-полянских слоев (без рассмотрения здесь тавдинской свиты для скважин 8 и 10), тавдинской свиты. Подробные литологические описания даны в работах Ахметьева и др. (2004а) и Яковлевой и др. (2012). Палеомагнитные данные по всем 3 разрезам выполнены З.Н. Гнибиденко (ИНГиГ СО РАН) (Ахметьев и др., 2004а; Яковлева и др., 2012).

Разрез скв. 8 представлен снизу вверх отложениями ганькинской свиты (304.0-270.4 м; серые глинистые слюдистые алевролиты) маастрихтского возраста; талицкой свиты (270.4-269.3 м; серые алевролиты с галькой песчаника, т/з серый песок); нижнелюлинворской подсвиты (269.3-256 м; переслаивание серых пластичных глин, кварц-глауконитовых песков; ярко-зеленый песчаник; светло-серые опоки с глауконитом); верхнелюлинворской подсвиты (256.0-209 м; 3 м буровато-коричневых опок; выше песчаники, опоки, с 245.2 м - светло-серые глины), «русско-полянских» слоев (209.0-204.0 м; глинистый зелено-серый алевролит с позвонками и чешуёй рыб); с глубины 204 м – тавдинской свиты.

Разрез скв. 10 представлен снизу вверх отложениями ганькинской свиты (275.6-260.0 м; переслаивание зеленых песчаников и серых алевролитов); нижнелюлинворской подсвиты (260.0-237.0 м; переслаивание темно-серых глин и зеленых песчаников, выше – светло-серых опок и зеленых опоквидных песчаников); верхнелюлинворской подсвиты (237.0-188.2 м; в основании – 2 м буровато-серого алевролита, выше- переслаивание серого и зеленого песчаника, светло-серых опок, серо-зеленых глин и алевролитов); «русско-полянских» слоев (188.2-182.0 м; серо-зеленый алевролит), с глубины 182.0 м – зеленовато-серыми глинами тавдинской свиты.

Разрез скв. 011-БП представлен снизу вверх отложениями верхнелюлинворской подсвиты (498.0-460.0 м; опоквидные серые глины, в средней части – опоки); «русско-полянских» слоев (460.0-456.0 м; кремнистые и песчаные светлые глины с линзами мелкозернистого песка в кровле), нижнетавдинской подсвиты (456.0-402.0 м; в основании – размыв; зеленоватые пески и алевролиты, выше – зеленые глины); верхнетавдинской подсвиты (402.0-265.0 м; зеленовато-серые глины, на глубине 334.0-330.0 м – многочисленные отпечатки папоротника *Azolla vera*); с

глубины 265.0 м – отложениями олигоценовой континентальной иссыкульской свиты (пепельно-серые глины с многочисленными обугленными растительными остатками).

В целом, все изученные образцы из скважин 8, 10 и 011-БП выявили хорошие палинологические комплексы, при этом бóльшая часть образцов люлинворской свиты характеризуется доминированием диноцист, за исключением интервалов, соответствующих началу танета и ПЕТМ. В перекрывающих «русско-полянских» слоях ассоциации диноцист менее разнообразны и охарактеризованы увеличением доли акритарх и континентальных палиноморф. В палинологических комплексах тавдинской свиты (существенно более прибрежных) преобладают континентальные палиноморфы, а сами комплексы диноцист таксономически обеднены (максимум 36 видов на образец) и отличаются присутствием (и даже доминированием на некоторых уровнях) сибирских эндемиков. В интервале 361.0-325.0 м выявлено массовое присутствие (88% от всего комплекса палиноморф) спор водного папоротника *Hydropteris indutus*.

В изученных разрезах обнаружено более 200 таксонов диноцист, акритарх и других палиноморф (Рис. 4.5-4.24). Наиболее заметные изменения в комплексах диноцист отмечены на границе талицкой и люлинворской свит, люлинворской свиты и «русско-полянских» слоев, а также «русско-полянских» слоев и тавдинской свиты. Как и в других разрезах Западной Сибири, диноцистовые ассоциации в скважинах 8, 10 и 011-БП содержат виды широкого географического распространения и, с таксономической точки зрения, демонстрируют большую схожесть с ассоциациями из разрезов Северного моря (Vujak et al., 1980; Neilmann-Clausen, Costa, 1989; Köthe, 1990; De Coninck 1991; Mudge, Vujak, 1994) и Пери-Тетиса (Васильева, Мусатов, 2010; King et al., 2013). Последовательность выявленных в изученных разрезах диноцистовых событий, установленных ранее в различных частях северо-западной Европы, и полученные З.Н. Гнибиденко палеомагнитные данные позволили выделить здесь 18 диноцистовых интервалов (Tal1 в талицкой свите, L11, L12, L13, L14, L15, L16, L17, L18, L19 в люлинворской свите; RP1 в «русско-полянских» слоях; Tav-1, Tav-2, Tav-3, Tav-4, Tav-5, Tav-6, Tav-7 в тавдинской свите), что, в свою очередь, дало возможность уточнить возраст вмещающих отложений.

Талицкая свита

Интервал Tal1, выявленный в скв. 8 на глубинах 270.4-269.3 м и перекрывающий меловую ганькинскую свиту раннемаастрихтского возраста, по данным Г.Н. Александровой и З.Н. Гнибиденко (Яковлева и др., 2012) характеризуется обратной намагниченностью и комплексом диноцист с видами *Isabelidinium? viborgense*, *Magallanesium essoii*, *Palaeoperidinium pyrophorum* и

единичным *Magallanesium densispinatum*. Совместное присутствие этих стратиграфически важных видов и обратная полярность палеополя позволили сопоставить интервал Tall с интервалом зоны Viborg 2 Дании (Heilmann-Clausen, 1985) и датировать его серединой зеландия (часть хрона C26r). Исходя из количественных характеристик диноцистового комплекса и особенностей соотношения различных групп палиноморф, интервал Tall сопоставлен с западноевропейским циклом 3-го порядка Se-2 (Hardenbol et al., 1998).

Люлинворская свита

Нижнелюлинворская подсвита

Нижняя часть нижнелюлинворской подсвиты (интервал L11, 269.2-263.2 м в скв. 8 и 259.7-249.9 м в скв. 10), по данным Г.Н. Александровой из Яковлева и др., 2012, отмечена совместным присутствием стратиграфически важных видов *Alisocysta margarita*, *Alisocysta* sp.2 и *Deflandrea denticulata*. Верхняя часть нижнелюлинворской подсвиты (интервал L12, 263.2-256.0 м в скв. 8 и 249.9-237.0 м в скв. 10) характеризуется, в целом, схожим комплексом диноцист, но здесь впервые для рассматриваемых разрезов появляется вид *Deflandrea oebisfeldensis*; при этом в палинологических комплексах наблюдается изменение соотношения палиноморф: уменьшается доля акритарх и пыльцы покрытосеменных растений при увеличении количества диноцист. Диноцистовые интервалы L11 и L12 соответствуют интервалу диноцистовых зон P5a-b Северного моря (Mudge, Vujak, 1996), зоне *Alisocysta margarita* южной Англии (Powell et al., 1996) и зонам Viborg 4-Viborg 5 (низы) Дании (Heilmann-Clausen, 1985). Исходя из совместного присутствия в интервалах L11-L12 перечисленных видов *Alisocysta margarita*, *Alisocysta* sp.2 и *D. oebisfeldensis*, а также учитывая полученные З.Н. Гнибиденко палеомагнитные данные (преобладающая обратная полярность палеополя), отложения нижнелюлинворской подсвиты в скважинах 8 и 10 могут быть датированы частью танета (предположительно часть хрона C25).

Интервал L11 характеризуется общим доминированием фитопланктона (диноцист и акритарх). При этом нижняя часть интервала (гл. 269.3-268.8 м в скв. 8 и 259.7-257.7 м в скв. 10) с чередованием глин и песчаников, в которой преобладают гониаулакоидные диноцисты и достаточно представительно содержание *Areoligera*-группы, отнесена к трансгрессивной фазе ритма (TST); в то время как верхняя часть интервала (268.8-263.2 м в скв. 8 и 257.7-249.9 м в скв. 10), отличающаяся относительным сокращением количества видов диноцист, увеличением доли перидиноидной группы *Deflandrea*, пиком в содержании *Cribroperidinium* spp. (15%) и *Alisocysta* spp. (больше 10%), а также уменьшением доли акритарх и пыльцы наземных растений по отношению к диноцистам, отвечает фазе высокого стояния воды (HST). Основываясь на

возрастных датировках (часть хрона C25), интервал L11 может быть сопоставлен с западноевропейским циклом 3-го порядка Th-1 (Hardenbol et al., 1998).

Интервал L12 отличается от интервала L11 уменьшением доли акритарх и пыльцы покрытосеменных растений по отношению к диноцистам. Внутри интервала L1 2 выделяются две части: первая из них (гл. 263,2-260,0 м в скв. 8 и 249,9-244,7 м в скв. 10) характеризуется резким скачком в содержании перидиноидных дефландроидных диноцист (возможно, в результате усиления привноса питательных веществ с берега) и может отвечать трансгрессивной фазе ритма (TST), тогда как вторая отличается небольшим увеличением в количества акритарх и пыльцы, слабым снижением видового разнообразия диноцист, а также некоторым увеличением доли групп *Areoligera*, *Hystrichosphaeridium*, *Spiniferites* и *Membranosphaera* и может быть отнесена к фазе высокого стояния воды (HST). Основываясь на появлении в этой части разреза вида *Deflandrea oebisfeldensis*, интервал L12 сопоставляется с западноевропейским циклом 3-го порядка Th-2 (Hardenbol et al., 1998).

Верхнелюлинворская подсвета

Диноцистовый интервал L13, представленный в скважине 10 на глубинах 237.0-231.7 м и выявленный лишь в одном образце в скв. 8 (256.0-253.8 м), содержит комплекс диноцист с видами *Axiodinium augustum*, *A. paniculatum*, *A. parvum*, *A. summissum* и *Epelidinium pechoricum*. Данный комплекс диноцист отвечает интервалу западноевропейской зоны *Apectodinium augustum* (Powell, 1992). Совместное обнаружение диноцист вида *Axiodinium augustum* и результаты геохимических анализов, указывающих на наличие отклонения изотопов углерода в 3.1‰ (от -27.6‰ до -30.7‰; Frieling et al., 2014) свидетельствуют о том, что сапропелитовый прослой в интервале глубин 237-236.4 м в скв. 10 представляет собой отложения, накопленные в течение геологически короткого (~150-170 тыс. лет, Röhl et al., 2007) события ПЕТМ. Исходя из состава комплекса диноцист, а также учитывая полученные палеомагнитные данные (интервал обратной намагниченности), нижняя часть верхнелюлинворской подсветы может быть датирована самым началом эоцена (~55.8-55.6 млн. лет; часть хрона C24r).

Нижняя часть интервала L1 3 (гл. 237.0-235.5 м в скв. 10), представленная буровато-серым алевролитом с прослоем сапропелевидной бурой глины, отличается резким чередованием в доминировании диноцист (90-20%) и пыльцы покрытосеменных (75-0%), крайне слабым содержанием акритарх и двухмешковой пыльцы хвойных, существенным повышением таксономического разнообразия диноцист, при котором перидиноидные диноцисты составляют не более 35% от комплекса, а содержание *Areoligera*-группы (характерной для трансгрессивных стадий) доходит до 75% от комплекса, что позволяет отнести эту часть интервала L13 к

трансгрессивной фазе (TST). Верхняя часть интервала L13 (гл. 235.5-231.7 м в скв. 10, переслаивание песчаников и алевролитов) характеризуется постепенным неярковыраженным сокращением в разнообразии диноцист и их соотношении с акритархами и пылью наземных растений, небольшим содержанием перидиниоидных диноцист (дефландроидные и ветзелиеллоидные) и отнесена к фазе высокого стояния воды (HST). Основываясь на принадлежности интервала L13 к событию ПЕТМ, низы верхнелюлинворской подсвиты могут быть сопоставлены с западноевропейским циклом 3-го порядка Th-5 (Hardenbol et al., 1998). Отмечу, что с точки зрения обновленной палеогеновой хроностратиграфии (Vandenbergh et al., 2012), интервал ПЕТМ является самым началом эоцена. Однако, в силу того, что западноевропейские циклы 3-го порядка (Hardenbol et al., 1998) не пересматривались в течение последних 15 лет, интервалы инициального эоцена по-прежнему сопоставляются с формально всё ещё позднеэоценовыми циклами Западной Европы.

Интервал L14 (231.7-229.1 м в скв. 10 и 253.8-251.0 м в скважине 8) характеризуется массовым присутствием группы *Areoligera* и отсутствием типично ипрских таксонов, что позволяет сопоставить этот комплекс диноцист с комплексами диноцистовых зон *Deflandrea oebisfeldensis* (Powell, 1992), E1b-c (Mudge, Vujak, 1996), Viborg 7 (Heilmann-Clausen, 1985) и D5b из шкал северо-западной Европы, и, соответственно, отнести эту часть разреза верхнелюлинворской подсвиты (преобладающая обратная полярность) к т.н. инициальному эоцену (часть хрона C24).

Интервал L14, представленный кварц-глауконитовыми песчаниками с галькой и гравием характеризуется прежде всего (особенно в разрезе скв. 10) массовым присутствием группы *Areoligera*. В скважине 8 этот интервал может быть подразделен на две части: нижняя (гл. 253.8-252.5 м), отличающаяся относительным увеличением доли акритарх, зеленых водорослей и пыли покрытосеменных по отношению к доминирующим диноцистам, а внутри комплекса диноцист заметным (30%) содержанием *Microdinium* spp., уменьшением доли *Spiniferites*-группы и увеличением доли *Deflandrea*-группы, отнесена к трансгрессивной фазе ритма (TST); верхняя часть (гл. 252.5-251.0 м) характеризуется сокращением количества акритарх и пыли покрытосеменных, практическим отсутствием перидиниоидных диноцист и существенным преобладанием *Areoligera*-группы, что позволяет отнести ее к фазе высокого стояния воды (HST). Исходя из возрастных датировок, интервал L14 верхнелюлинворской подсвиты может быть сопоставлен с западноевропейскими циклами 3-го порядка Ypr-1/2 (Hardenbol et al., 1998).

Диноцистовый интервал L15 выявлен на глубинах 251.0-245.1 м в скв. 8 и 229.1-224.7 м в скв. 10. В скважине 10, на глубине 229.1 м установлено появление (LO) вида *Dracodinium astra* (вид-индекс зоны *Wetzeliella astra* северо-западной Европы D6a), что указывает на соответствие этого уровня инициальному ипру s.s. Выше по разрезу внутри интервала L15 в обеих скважинах

выявлены последовательные появления стратиграфически важных видов *Stenodinium meckelfeldense*, *Axiodinium lunare*, *Deflandrea phosphoritica* и *Dracodinium simile*. Наличие этих видов диноцист, с учетом палеомагнитных данных (прямая и обратная полярности палеополя), позволяет сопоставить интервал L15 с интервалом западноевропейских зон *Wetzeliella meckelfeldensis* и *Dracodinium simile* (Powell, 1992) и интервалом зон D6b-D7a-b северо-западной Европы. Согласно Vandenberghe et al. (2012), указанная последовательность первых появлений характерна для раннего ипра (часть хрона C24).

Представленный опоками и кварц-глауконитовыми песчаниками интервал L15, в своей нижней части (гл. 249,0-251,0 м в скв. 8 и 229,0-228,8 м в скв. 10) характеризуется четким доминированием диноцист при небольшом (до 15%) участии акритарх, а внутри самого комплекса диноцист - беспорным доминированием гониаулакоидных диноцист (*Areoligera*-, *Cordosphaeridium*-, *Spiniferites*-группы), что позволяет отнести нижнюю часть L15 к трансгрессивной фазе ритма (TST). Верхняя часть интервала L15 отличается относительным сокращением видового разнообразия диноцист и увеличением количества перидиниоидных диноцист (прежде всего *Deflandrea*-группы), что позволяет сопоставить ее с фазой высокого стояния воды (HST). Основываясь на раннеипрском возрасте интервала L15, эта часть верхнелюлинворской свиты может быть сопоставлена с западноевропейскими циклами 3-го порядка Ypr-3/4 (Hardenbol et al., 1998).

Интервал L16 выявлен на глубинах 245,1-239,0 м в скв. 8 и 224,7-217,8 м в скв. 10 и характеризуется последовательным появлением видов *Dracodinium varielongitudum*, *Petalodinium robertknoxii*, *Heteraulacacysta everriculata*, *Wilsonidium tabulatum*, *Axiodinium* aff. *prearticulatum* и *Dracodinium samlandicum*, в этом же интервале в скважине 8 встречен вид *Dracodinium solidum*. Согласно Ванденбергу и др. (2012), интервал первого появления (LO) *Dr. varielongitudum* находится в пределах верхов хрона C24-начала хрона C23 (внутри диноцистовой зоны северо-западной Европы D7c). Используя полученные палеомагнитные данные (преобладающая прямая полярность), интервал L16 в разрезах скважин 8 и 10 может быть отнесен к среднему ипру в пределах хрона C24n.

Интервал L16, представленный в разрезе серыми глинами с прослоем глауконитового грубозернистого песка в основании, характеризуется доминированием диноцист, среди которых преобладают перидиниоидные дефландроидные и ветзелиеллоидные. Нижняя часть интервала (гл. 244,6-245,1 м в скв. 8; 222,0-224,7 м в скв. 10) отмечена существенным участием пыльцы покрытосеменных (до 50%) и абсолютным преобладанием перидиниоидных диноцист и отнесена к трансгрессивной фазе ритма (TST). Верхняя часть интервала (гл. 239,0-244,6 м в скв. 8; 217,8-222,0 м в скв. 10) характеризуется относительным увеличением доли гониаулакоидных диноцист

(например, *Spiniferites*-группы) и отнесена к фазе высокого стояния воды (HST). Основываясь на среднеипрском возрасте этой части разреза, интервал L16 может быть сопоставлен с западноевропейским циклом 3-го порядка Ypr-5 (Hardenbol et al., 1998).

На глубинах 239,0-233,0 м в скважине 8, 217,8-208,0 м в скв. 10 и 498,0-494,0 м в скв. 011-БП выявлен диноцистовый интервал L17, характеризующийся появлением видов *Samlandia chriskingii*, *Charlesdownia coleothrypta*, *Wilsonidium ornatum* и *Cerebrocysta bartonensis*. Согласно Vandenberghe et al. (2012) и данным автора из восточного Пери-Тетиса (Глава 5), первое появление *Ch. coleothrypta* имеет место в начале средней части нанопланктонной зоны NP12 в Северо-Западной Европе (внутри зоны D8a северо-западной Европы). Таким образом, интервал верхнелюлинворской подсвиты, соответствующий диноцистовому интервалу L17, может быть отнесен к среднему ипру (верхняя часть хрона C23r).

Интервал L17, представленный в разрезе песчаниками, глинами и алевролитами, характеризуется абсолютным доминированием диноцист, слабым увеличением количества акритарх и некоторым привнесом пыльцы покрытосеменных в скважинах 8 и 10. Нижняя часть интервала (гл. 235,0-239,0 м в скв. 8; 215,3-217,8 м в скв. 10) характеризуется резким сокращением *Deflandrea*-группы, увеличением доли ветзелиеллоидных и *Areoligera*-группы, а также относительным ростом количества *Spiniferites*-группы, что позволяет отнести низы к трансгрессивной фазе ритма (TST). Верхняя часть интервала (гл. 233,0-235,0 м в скв. 8; 208,0-215,3 м в скв. 10; 498,0-494,0 м в скв. 011-БП), в свою очередь, характеризуется пиком видового разнообразия диноцист в скважине 10, доминированием ветзелиеллоидных в скважине 011-БП и *Areoligera*-группы в скважинах 8 и 10, что позволяет отнести ее к фазе высокого стояния воды (HST). Основываясь на возрасте этой части разреза, интервал L17 может быть сопоставлен с западноевропейским циклом 3-го порядка Ypr-6 (Hardenbol et al., 1998).

Диноцистовый интервал L18, выявленный на глубинах 233,0-217,0 м в скважине 8 и на глубинах 208,0-195,0 м в скв. 10, характеризуется появлением видов *Rhadinodinium politum*, *Wetzeliella articulata*, *Rhadinodinium glabrum*, *Diphyes ficusoides*, *Pentadinium laticinctum* и *P. favatum*. Согласно Кингу и др. (2013), первое появление (LO) *Rh. politum* в восточном Пери-Тетисе отвечает срединной части нанопланктонной зоны NP12 (внутри диноцистовой зоны северо-западной Европы D8b). С учетом полученных палеомагнитных данных по двум скважинам (прямая и обратная полярность палеополя), часть верхнелюлинворской подсвиты, отвечающая интервалу L18, может быть отнесена к части среднего ипра (часть хронов C23r-C23n).

Интервал L18 в скв. 8 и 10 представлен глинами и алевролитами с рыбными остатками. Нижняя часть интервала (гл. 225,0-233,0 м в скв. 8; 201,8-208,0 м в скв. 10), охарактеризованная

абсолютным доминированием диноцист (до 90%), среди которых в наибольшем количестве представлены перидиниоидные ветзелиеллоидные и гониаулакоидная *Areoligera*-группа, отнесена к трансгрессивной фазе ритма (TST). В свою очередь, верхняя часть интервала (гл. 217,0-225,0 м в скв. 8; 195,0-201,8 м в скв. 10) по-прежнему характеризуется доминированием фитопланктона, но с большим привнесом пыльцы покрытосеменных, а в комплексе диноцист наблюдается четкое доминирование ветзелиеллоидных (до 65%) и сокращение количества представителей *Areoligera*-группы, что позволяет интерпретировать верхнюю часть L18 как фазу высокого стояния воды (HST). Основываясь на возрасте этой части разреза верхнелюлинворской подсвиты, представляется возможным сопоставить интервал L18 с западноевропейским циклом 3-го порядка Ypr-7 (Hardenbol et al., 1998).

Диноцистовый интервал L19 (217.0-207.5 м в скважине 8 и 195.0-188.1 м в скважине 10) характеризуется появлением стратиграфически важных видов *Ochetodinium romanum* и *Piladinium columna*. Согласно Vandenberghe et al. (2012), первое появление (LO) *Charlesdowniea* aff. *clathrata* sensu De Coninck (*Piladinium columna* sensu Williams et al. 2015) имеет место в верхней части нанопланктонной зоны NP12. Согласно De Coninck (1991), последовательное появление видов *Ochetodinium romanum* и *Charlesdowniea* aff. *clathrata* характеризует средний ипр, нанопланктонную зону NP12. Соответственно, интервал L19 в скважинах 8 и 10 следует отнести к средней части хрона C23г.

Интервал L19, представленный глинами и алевритами, характеризуется чередованием доминирования диноцист (до 75%) и пыльцы покрытосеменных (до 50%). Среди диноцист доминируют перидиниоидные ветзелиеллоидные, увеличилось присутствие группы *Spiniferites*, а также наблюдается появление *Impagidinium* spp., что позволяет отнести интервал L19 к трансгрессивной фазе ритма (TST), а учитывая возрастные датировки, сопоставить его, как и интервал L18, с западноевропейским циклом 3-го порядка Ypr-7 (Hardenbol et al., 1998).

Что касается скважины 011-БП, то здесь выделен объединенный интервал L18-9 (гл. 480.0-492.0 м), характеризующийся последовательными появлениями *Rhadinodinium politum* и *Petalodinium condylos* (492.0 м), *Ochetodinium romanum* (490.8 м), *Piladinium columna* (490.5 м) и *Samlandia chlamydophora* (489.0 м). Последовательное появление этих видов наблюдается в среднеипрских разрезах Западной Европы (Bujak et al., 1980; Heilmann-Clausen, Costa, 1989), что позволяет отнести интервал L18-9 в скважине 011-БП к верхам среднего ипра (верхи хрона C23г-C23n).

Объединенный интервал L18-9 характеризуется палинологическим комплексом с доминированием диноцист. Среди диноцист в ассоциациях преобладают представители перидиниоидных ветзелиеллоидных и дефландроидных, что указывает на существование

обстановок с пониженной соленостью и существенным привносом питательных веществ с берега. Последующий привнос группы *Areoligera* (до 40%), достаточное присутствие *Cordosphaeridium* и появление редких открыто-морских *Impagidinium* spp. указывает на то, что часть интервала (гл. 484,0-492,0 м) может быть интерпретирована как часть трансгрессивной фазы ритма (TST). Верхняя часть интервала (гл. 480,0-484,0 м) характеризуется уменьшением процентного содержания группы *Areoligera* и исчезновением *Impagidinium* spp., что позволяет отнести ее к фазе высокого стояния воды (HST). Объединенный интервал L18-9 сопоставляется с западноевропейским циклом 3-го порядка Ypr-7 (Hardenbol et al., 1998).

Интервал L110 выявлен в скважине 011-БП в интервале глубин 480.0-463.3 м по появлению стратиграфически важных видов *Areosphaeridium diktyoplokum* и *Thalassiphora dominiquei* (480.0 м), *Areosphaeridium michoudii* и *Dracodinium? brevicornutum* (478.0 м). Согласно данным из Дании и Бельгии (Sterbaut, 1998), а также восточного Пери-Тетиса (Глава 5; King et al., 2013), первое появление *Areosphaeridium diktyoplokum* совпадает с границей наннопланктонных зон NP12/NP13. Вид *Thalassiphora dominiquei* дополнительно подкрепляет стратиграфическую принадлежность данного интервала в разрезе скважины: этот вид ранее отмечался в немецком секторе Северного моря (как *Thalassiphora* cf. *reticulata* sensu Heilmann-Clausen, Costa, 1989) в интервале между LO *Areosphaeridium diktyoplokum* и LO *Duosphaeridium nudum*. Согласно данным автора из разрезов Кавказа (Глава 5), синхронное появление видов *Ar. diktyoplokum* и *Th. dominiquei* в восточном Пери-Тетисе находится на том же стратиграфическом уровне и, согласно калибровкам с известковым наннопланктоном, соответствует границе наннопланктонных зон NP12/NP13. Учитывая палеомагнитные данные, интервал верхнелюлинворской подсветы на глубинах 480.0-463.3 м может соответствовать интервалу полярного Хрона C22.

Интервал L110 характеризуется большим содержанием перидиниоидных диноцист (большой частью дефландроидных), существенным сокращением группы *Areoligera*, небольшим увеличением доли *Spiniferites*- и *Homotryblium*-групп, а также появлением в комплексе *Impagidinium* spp. (до 5%). Доминирование перидиниоидных диноцист, а также увеличение количества континентальных палиноморф (прежде всего пыльцы покрытосеменных до 50%), возможно, указывает на увеличение привноса питательных веществ с берега и эвтрофикацию поверхностных вод. Совместное появление *Impagidinium* spp. и слабое увеличение количества *Spiniferites*- и *Homotryblium*-групп в интервале 466,0-480,0 м интерпретируется как часть трансгрессивной фазы ритма (TST), тогда как верхняя часть интервала (гл. 463.0-466.7 м), характеризующаяся отсутствием *Impagidinium* spp., *Spiniferites*- и *Homotryblium*-групп и абсолютным доминированием дефландроидных (80%), отнесена к фазе высокого стояния воды

(HST). Учитывая стратиграфический возраст, интервал L110 может быть сопоставлен с западноевропейским циклом 3-го порядка Ypr-8 (Hardenbol et al., 1998).

Интервал L111, выявленный в скв. 011-БП на глубинах 459.0-463.0 м, характеризуется последним обильным присутствием вида *Piladinium columna* на глубине 463.3 м, единичными первыми находками (LOs) стратиграфически важных *Dracodinium eocaenicum* и *Hystrichosphaeropsis costae* (463.0 м), а затем единичным первым появлением вида *Duosphaeridium nudum* (462.0 м). Последовательность этих событий (но в обратном порядке: LO *D. nudum* перед LO *Dr. eocaenicum*) известна из отложений Германии и Дании (Heilmann-Clausen, Costa, 1989). Так, в Дании эти диноцистовые события выявлены в слое Bed L2 формации Lillebælt Clay. Слой Bed L2 не содержит изветского наннопланктона, при этом перекрывает слой Bed R6, отнесенный к зоне NP13 (Sturbaut, 1998). Первое появление *Dracodinium eocaenicum* в Норвежско-Гренландском море выявлено внутри полярного Хрона C21r (C22n в предыдущей версии палеомагнитной шкалы) (Eldrett et al., 2004). Соответственно, в Западной Европе и северо-восточной Атлантике эти диноцистовые события имеют синхронный характер и соответствуют началу зоны NP14 и Хрону C21r. Согласно скалиброванным данным автора из восточного Пери-Тетиса (Глава 5), первые появления *Hystrichosphaeropsis costae* и *Duosphaeridium nudum* соответствуют самому концу наннопланктонной зоны NP13, тогда как первое появление *Dracodinium eocaenicum* соответствует началу NP14. Согласно палеомагнитным данным, первое появление *Dr. eocaenicum*, *H. costae* и *D. nudum* выявлено в интервале прямой намагниченности (часть местной магнитозоны N111). Если принять эти палеомагнитные данные за верные, то тогда верхи верхнелюлинворской подсвиты в скв. 011-БП соответствуют еще части Хрона C22r, а не C21n; в таком случае ключевой таксон *Dracodinium eocaenicum* может иметь чуть более раннее появление в Западной Сибири по сравнению с другими регионами. Однако, этот вопрос требует дальнейшего исследования в Западной Сибири по новым разрезам. На настоящий момент интервал L111 верхнелюлинворской подсвиты отнесен к части терминального ипра (часть Хрона C21r).

Интервал L111 характеризуется палинокомплексом с приблизительно равным содержанием диноцист и континентальных палиноморф. Большое содержание дефландроидных и ветзелиеллоидных, наблюдавшееся внутри всей верхнелюлинворской свиты, наблюдается и в интервале L111, что, наряду с высоким содержанием континентальных палиноморф, свидетельствует о прибрежных обстановках с пониженной соленостью и привносом питательных веществ из устьев рек. Однако, едва заметное увеличение содержания *Spiniferites*-группы позволяет предположить незначительное повышение уровня моря и отнести интервал L111 к трансгрессивной фазе ритма (TST). Учитывая терминальноипрский возраст верхов

верхнелюлинворской подсвиты, интервал L111 может быть сопоставлен с западноевропейским циклом 3-го порядка Ypr-10 (Hardenbol et al., 1998).

«Русско-полянские» слои

Диноцистовый интервал RP1 выявлен на глубинах 207.5-204.0 м в скв. 8, 188.1-182.0 м в скв. 10 и 459,0-456,0 м в скв. 011-БП и характеризуется существенной сменой таксономического состава диноцистовых ассоциаций и относительным таксономическим обеднением комплекса. В интервале RP1 в комплексе диноцист отмечаются стратиграфически важные виды *Costacysta bucina* и *Cordosphaeridium cantharellus* на фоне существенного присутствия вида *Corrudinium incompositum*. Такой состав диноцистового комплекса, совместно с палеомагнитными данными (обратная полярность палеополя), позволяет датировать интервал RP1 средним лютетом (Хрон C20r).

Интервал RP1, представленный серо-зелеными алевритами и глинами с чешуёй рыб, характеризуется существенным увеличением количества акритарх и пыльцы наземных растений. Комплексы диноцист характеризуются присутствием *Impagidinium* spp., достаточно большим содержанием дефландроидных, в скв. 10 и 011-БП относительным увеличением содержания *Spiniferites*-группы (до 20%), а в скв. 8 – *Thalassiphora pelagica* (40%). Такой состав комплекса диноцист, наряду с большим содержанием континентальных палиноморф, предполагает существование прибрежных обстановок с нормальной соленостью, но с привнесом питательных веществ с континента. Относительное увеличение в содержании *Spiniferites*-группы, возможно, отражает повышение уровня моря, что позволяет интерпретировать интервал RP1 как трансгрессивную фазу ритма (TST). Интервал RP1 предположительно может быть сопоставлен с западноевропейскими циклами 3-го порядка Lu2-3 (Hardenbol et al., 1998).

Тавдинская свита

Отложения тавдинской свиты были изучены автором из скв. 011-БП. Комплексы диноцист из тавдинской свиты в изученном разрезе характеризуются сниженным (по сравнению с люлинворскими комплексами) таксономическим разнообразием и доминированием (на некоторых уровнях) отдельных эндемичных форм. Присутствие (хотя и несколько ограниченное) ключевых таксонов из западноевропейских разрезов позволило выявить ряд стратиграфически важных диноцистовых событий и провести корреляции с последовательностями из других регионов.

Снизу вверх внутри тавдинской свиты установлено 7 диноцистовых интервалов:

Интервал Tav-1, выявленный на глубинах 456.0-433.4 м, включает в себя виды диноцист, характерные для подстилающей ипрско-лютетской части разреза (*Turbiosphaera magnifica*, *Glaphyrocysta* aff. *semitecta*, *Diphyes brevispinum*, *Diphyes pseudoficusoides*, *Diphyes ficusoides*, *Samlandia chlamydophora* и *Charlesdowniea coleothrypta*). Стратиграфически важные виды *Rhombodinium draco* и *Phthanoperidinium geminatum* обнаружены с глубины 447.7 м. Как уже было отмечено при описании керна скважины, нижняя граница тавдинской свиты охарактеризована достаточно четкой эрозионной поверхностью. Исходя из этого, можно сделать предположение, что присутствие ряда ипрско-лютетских таксонов (не характерных для более поздних интервалов эоцена) в промежутке от 456.0 до 447.7 м в основании тавдинской свиты свидетельствует об их переотложенном характере. Исходя из того, что вид-индекс *Rhombodinium draco* известен в Северной Европе (см. обзор в Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005, с.195) и восточном Пери-Тетисе (Глава 5), начиная с верхов наннопланктонной зоны NP16, интервал местной магнитозоны N1tv (прямая намагниченность) может представлять собой Хрон C19n. Соответственно, интервал Tav-1 нижнетавдинской подсвиты на глубинах 456.0-433.4 м может быть сопоставлен с Хроном C19n – частью C18g и соответствует концу лютета-низам бартона.

Исходя из особенностей палинологического комплекса, нижняя часть интервала Tav-1 (456.0-437.7 м), характеризующаяся обилием диноцист и двухмешковой пыльцы хвойных, может быть отнесена к трансгрессивной фазе ритма (TST). В верхней части интервала Tav-1 (437.7-433.4 м) наблюдается относительное сокращение количества диноцист (30% от общего количества палиноморф), среди которых увеличивается доля ветзелиеллоидных, что может свидетельствовать об усилении привноса питательных веществ с суши. Исходя из этого, можно предположить соответствие верхней части интервала фазе высокого стояния воды (HST). Учитывая предполагаемый позднелютетский возраст интервала Tav-1, отложения низов тавдинской свиты могут быть скоррелированы с частью западноевропейского цикла 3-го порядка Lu-4 (Hardenbol et al., 1998).

Интервал Tav-2 выявлен на глубинах 433.4-414.0 м и характеризуется весьма своеобразным комплексом диноцист с обильным появлением сибирских эндемиков *Rhombodinium ornatum* (433.4 м) и *Rhombodinium irtyschense* (430.0 м). Исходя из имеющихся палеомагнитных данных, интервал Tav-2 (часть местной зоны R1tv) может представлять собой часть Хрона C18g и, возможно, часть C18n.2n (бартон).

Интервал Tav-2 отмечен существенным снижением количества морских палиноморф (сокращение вплоть до 15% от общего состава), относительным снижением разнообразия диноцист и заметным увеличением количества континентальных палиноморф с доминированием пыльцы покрытосеменных. Среди диноцист преобладают перидиниоидные цисты (прежде всего

ветзелиеллоидные, до 40%) и группа *Areoligera* (до 40%), присутствует группа *Spiniferites* (20-5%). Большое количество перидиниоидных диноцист, а также увеличение доли континентальных палиноморф могут указывать на прибрежные обстановки с привнесом питательных веществ из устьев рек и пониженную соленость воды. Интервал Tav-2 может быть предположительно отнесен к фазе высокого стояния воды (HST) и соотнесен с частью западноевропейского цикла 3-го порядка Bart1 (Hardenbol et al., 1998).

Интервал Tav-3 выявлен на глубинах 414.0-394.3 м и содержит, в целом, таксоны из двух предыдущих интервалов. Здесь появляются только виды *Membranophoridium aspinatum* и *Svalbardella* sp. Единичное появление *Svalbardella* sp. на глубине 412.0 м может быть приблизительно синхронным с уровнем такого же единичного появления этого рода в Дании вблизи границы наннопланктонных зон NP16/NP17 (Heilmann-Clausen, Van Simaey, 2005) и, возможно, отражает событие существенного похолодания. Исходя из этой корреляции, первое появление вида *Membranophoridium aspinatum* на глубине 414.0 м может тоже совпадать с его первым появлением внутри зоны NP16 на юге Англии (Vujak et al., 1980). Таким образом, верхняя часть местной магнитозоны N2tv (прямая намагниченность) может представлять собой часть Хрона C18n. В качестве альтернативы, весь интервал N2tv может представлять C18n, в таком случае оба диноцистовых события в изученной скважине оказываются несколько запоздалыми по сравнению с таковыми в палеобассейне Северного моря. Исходя из первого варианта, интервал Tav-3 отнесен к части бартона.

Интервал Tav-3 характеризуется абсолютным доминированием континентальных палиноморф (диноцисты составляют лишь 5% от комплекса), при этом диноцистовый комплекс отличается преобладанием перидиниоидных цист (ветзелиеллоидные, *Phtanoperidinium* spp., дефландроидные; до 60%) и гониаулакоидной группой *Areoligera* (35-60%), а также, в основании интервала, постоянным присутствием группы *Spiniferites* вместе с единичными находками *Impagidinium* spp. Такое слегка заметное увеличение содержания группы *Spiniferites* вместе с *Impagidinium* spp. отражает трансгрессивный импульс, наложенный на глобальный и продолжительный по времени этап обмеления бассейна. Эта часть разреза, таким образом, может быть предположительно отнесена к трансгрессивной фазе ритма (TST) и сопоставлена с частью западноевропейского цикла 3-го порядка Bart1 (Hardenbol et al., 1998).

Интервал Tav-4 (394.3-361.0 м) характеризуется таксономически обедненным комплексом диноцист. Стратиграфически важные виды *Heteraulacacysta porosa*, *Lentinia serrata* и *Michouxdinium variabile* последовательно появляются в этом интервале на глубинах 393.0, 388.5 и 379.5 м соответственно. Все эти виды характерны для бартона северо-западной Европы, при этом наиболее корректным вариантом представляется корреляция местных магнитозон R2tv и

N2tv этого интервала скважины с Хроном С17, что, в свою очередь, означает несколько запоздалое появление указанных видов в скважине 011-БП (переход от бартона к приабону).

Палинологический комплекс в интервале Tav-4 характеризуется крайне низким содержанием диноцист (максимум 10% от комплекса) и абсолютным доминированием пыльцы покрытосеменных (до 85%). Внутри комплекса диноцист здесь наблюдается пик группы *Areoligera*, перидиниоидные диноцисты достигают 40%. Таким образом, палинологический комплекс свидетельствует о существовании т.н. «высоко-энергетичных» обстановок с привнесом питательных веществ с суши. Интервал Tav-4 предположительно интерпретируется как часть фазы высокого стояния воды (HST) и соотносится с частью западноевропейского цикла 3-го порядка Bart1 (Hardenbol et al., 1998).

Интервал Tav-5 выявлен на глубинах 361.0 и 320.8 м и отличается очень специфичным палинокомплексом, характеризующимся массовым присутствием спор водных папоротников *Hydropteris indutus* и *Azolla* sp. и редкими диноцистами (менее 3% от комплекса). Стратиграфически важный вид *Thalassiphora fenestrata*, впервые встреченный на глубине 325.9 м (местная магнитозона N4tv), используется в качестве ключевого таксона в шкалах Западной Европы, где первое появление этого вида (LO) отмечается разными авторами от верхов NP17, NP18 или низов NP19-20 (Köthe, 1990; Heilmann-Clausen, Van Simaey, 2005). На настоящий момент представляется возможным скоррелировать местную магнитозону R3tv, выявленную в части этого интервала, с Хроном С16г, а магнитозону N4tv - с С16н.2 (приабон). Граница бартона-приабона проведена условно между 367.9 и 361.0 м.

Акме спор водных папоротников *Hydropteris indutus* и *Azolla vera* в интервале Tav-5 на фоне редкого присутствия диноцист (менее 3%) отражает существенный привнос опресненной воды, возможно в крайне прибрежных обстановках в течение интервала низкого уровня моря или же, наоборот, в течение трансгрессивного импульса. Это означает, что интервал Tav-5 может быть интерпретирован двояко: либо (1) интервал Tav-5 может быть соотнесен с фазой низкого стояния воды (LST), либо (2) в качестве альтернативного варианта он может быть соотнесен с трансгрессивной фазой ритма (TST) и сопоставлен с частью западноевропейского цикла 3-го порядка Priabonian 1 (Hardenbol et al., 1998).

Интервал Tav-6 выявлен на глубине 320.8-275.4 м и характеризуется появлением ряда ключевых таксонов из разрезов Западной Европы. Так, первое появление вида *Thalassiphora reticulata* отмечено на глубине 320.8 м (местная магнитозона R4tv), при этом с глубины 310.9 м этот таксон присутствует в комплексе постоянно. Первое появление вида *Rhombodinium perforatum* отмечено на глубине 296.8 м, а вида *Rhombodinium longimanum* - на глубине 284.0 м. Виды *Rhombodinium perforatum* и *Rhombodinium longimanum* в Западной Европе обычно

появляются раньше *Thalassiphora reticulata*, соответственно в разрезе скв. 011-БП их первые появления несколько запоздалые. Первое появление *Thalassiphora reticulata* в Северо-Западной Европе отмечается внутри наннопланктонной зоны NP19/NP20 (Köthe, 1990; Heilmann-Clausen, Van Simaëys, 2005). Опираясь на этот вид для корреляций, интервал местных магнитозон R4tv-N5tv может представлять собой C16n.1r, C16n.1n и C15r. В качестве альтернативного варианта зона R4tv может быть сопоставлена с одним только C15r, предполагая при этом наличие несогласия в основании зоны *Thalassiphora reticulata* и магнитозоны R4tv. Оба варианта, при этом, подразумевают относительное совпадение по времени в появлении вида *Thalassiphora reticulata* в Западной Сибири и Северо-Западной Европе, предполагаемый возраст интервала Tav-6 - часть приабона.

Палинологический комплекс интервала Tav-6 характеризуется исчезновением водного папоротника и увеличением доли диноцист (до 25%), хотя континентальные палиноморфы продолжают здесь доминировать. Комплекс диноцист, в свою очередь, характеризуется доминированием перидиниоидных дефландроидных и *Phthanoperidinium*, а также гониаулакоидной группы *Areoligera*; при этом *Thalassiphora* spp. представлена достаточно существенно (30%) в основании интервала. Всё это позволяет предположить существование прибрежных морских обстановок с большим привносом питательных веществ из русел рек. Учитывая относительное увеличение в количествах представителей эко-групп *Homotryblium* и *Spiniferites* в основании интервала, а также спорадическое присутствие *Impagidinium* spp. (максимум 5%) в большинстве образцов интервала позволяют отнести Tav-6 к трансгрессивной фазе ритма (TST) и предположительно скоррелировать его с частью западноевропейского цикла 3-го порядка Priabonian 2 (Hardenbol et al., 1998). При этом, основываясь на наибольшем процентном содержании и разнообразии диноцист, поверхность максимального затопления может быть предположительно установлена на глубине 275.4 м.

Интервал Tav-7 выявлен на глубинах 275.4-265.0 м и характеризуется присутствием *Thalassiphora reticulata*, *Rhombodinium perforatum*, *Areosphaeridium diktyoplokum* и достаточно частым *Cordosphaeridium funiculatum*. В Италии вид *Areosphaeridium diktyoplokum* существует вплоть до хрона C13n, а вид *Cordosphaeridium funiculatum* – вплоть до Хрона C13r (Van Mourik, Brinkhuis, 2005). В немецком секторе Северного моря виды *Areosphaeridium diktyoplokum* и *Rhombodinium perforatum* известны из даже более высокого горизонта (Köthe, 1990). Вид *Thalassiphora reticulata* исчезает несколько ранее (близко к границе эоцена-олигоцена) в разрезах немецкого сектора Северного моря и Дании. Исходя из палеомагнитных данных (интервал прямой намагниченности) и присутствия *Thalassiphora reticulata*, верхняя часть тавдинской

свиты в скв. 011-БП предположительно отнесена к Хрону C15n (поздний приабон; ~35.2-35.1 Ma).

Палинологический комплекс в интервале Tav-7 характеризуется доминированием континентальных палиноморф (в первую очередь пыльцы покрытосеменных); содержание диноцист не превышает 10% от комплекса. При этом диноцистовые ассоциации отличаются доминированием перидиниоидных таксонов (ветзелиеллоидные, дефландроидные, *Phthanoperidinium*), относительно обильной группой *Areoligera* и легким увеличением количества группы *Cordospaeridium*. Всё это вновь свидетельствует о существовании прибрежных обстановок с пониженной соленостью вод и привносом питательных веществ с суши. Интервал Tav-7 предположительно отнесен к фазе высокого стояния воды (HST) и коррелируется с частью Западноевропейского цикла 3-го порядка Priabonian 2 (Hardenbol et al., 1998).

4.3. Уточненный вариант зональной шкалы по диноцистам для верхнего палеоцена-эоцена Западной Сибири и Печорской впадины

Первая зональная шкала по диноцистам для территории юга бывшего СССР (Карпаты, Крымско-Кавказская область, Прикаспий), созданная А.С. Андреевой-Григорович (1991, 1994), наряду с западноевропейскими шкалами, явилась основой для выявления диноцистовых зон палеоцена-эоцена в Западной Сибири и южного Зауралья. В Западной Сибири начало стратиграфическим исследованиям палеогеновых диноцист было положено И.А. Кульковой, которая, в сотрудничестве с С.Б. Шацким, предложила первый вариант региональной диноцистовой шкалы (Кулькова, 1987; Кулькова, Шацкий, 1990; Ильина и др., 1994).

В 2001-ом году большим коллективом авторов (Ахметьев и др., 2001) был предложен новый вариант региональной части стратиграфической схемы морского палеогена Западно-Сибирской плиты (Рис. 4.25), 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 региональная ..., 2001). В работе были приведены уточненные данные о возрасте основных местных и региональных стратонах палеогена Западной Сибири, приведено 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-ем году 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 (Васильева и др., 2006; Бакиева, 2003, 2005; Ахметьев и др., 2004а, 2004б, 2010; Васильева, Малышкина, 2008; Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010; Яковлева и др., 2012). Полученные новые данные изучения диноцист в 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.

Материалом для исследования стратиграфического распределения диноцист послужили изученные непосредственно автором настоящей работы палинологические образцы из разрезов скважин 011-БП (эоцен, Ачаирский район Омской области); 8 и 10 (нижний эоцен-низы среднего эоцена, Русско-Полянский район Омской области); 228 (палеоцен-эоцен, Печорская впадина); 19-У (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). Помимо собственных авторских данных, в настоящей работе учитываются результаты стратиграфического изучения диноцист из палеогеновых разрезов Западной Сибири и Зауралья, опубликованные за последние 30 лет (Кулькова, 1987, 1988; Кулькова, Шацкий, 1990; Васильева, 1990; 1994, 2000, 2003, 2007а,б, 2016; Васильева, Малышкина, 2002, 2008; Васильева и др., 1989; Васильева и др., 1994; Васильева и др., 2001; Амон и др., 2003; Бакиева, 2003, 2005; Беньямовский и др., 2002; Ахметьев и др., 2004а, б; Запорожец, 2011).

Стратиграфическое распределение ключевых таксонов диноцист из изученных автором разрезов позволило на настоящий момент выявить 19 региональных биостратонов в ранге зон или слоев по диноцистам (Рис. 4.26) для танет-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, 2012), а также на юге бывшего СССР (Андреева-Григорович, 1991). Три биостратона в ранге слоев (слои с *Seniniaspahera inornata*, *Isabelidinium? viborgense* и *Alterbidinium circulum*), предложенные Г.Н. Александровой в интервале нижнего палеоцена и

включенные в последний вариант зональной шкалы Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013), в настоящей работе не рассматриваются.

Все коллекции диноцист, составляющих зональные комплексы, хранятся в Лаборатории палеофлористики ГИН РАН (г. Москва).

1. Зона *Alisocysta margarita*

Основание зоны: первое появление (LO) вида *Deflandrea denticulata*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению вида *Apectodinium homomorphum*.

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

Зона *Alisocysta margarita* установлена 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); нижнелюлинворской подсвите (скв. 8, Русско-Полянский район Омской области); соколовской толще Северного Тургая.

Местоположение стратотипа: нижнелюлинворская подсвита (интервал 263.2-269.2 м), скв. 8, Русско-Полянский район, Омская обл. (Яковлева и др., 2012).

Интервал, содержащий комплекс зоны *Alisocysta margarita*, известен так же из серовской свиты скв. К-14 (в качестве зоны *Deflandrea denticulata*; север Кондинской низменности; Бакиева, 2005), першинских слоев Южного Зауралья (Курганская область; Васильева и др., 2001).

Установленная 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 (Vujak, Mudge, 1994). В разрезе Соколовский Северного Тургая (Radionova et al., 2001), интервал зоны *A. margarita* частично скалиброван с наннопланктонной зоной NP8 шкалы Мартини (Martini, 1971). Учитывая палеомагнитные данные, полученные для скважин 8 и 10 из Русско-Полянского района Омской области (Яковлева и др., 2012), возрастной интервал зоны *A. margarita* в Западной Сибири, как и в Северо-Западной Европе, соответствует части танета (~58.5-56.5 млн. лет; часть Хрона C25).

2. Зона *Apectodinium hyperacanthum*

Основание зоны: первое появление вида *Apectodinium homomorphum*. Верхняя граница проводится по первому появлению вида *Axioidinium augustum*.

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

Зона установлена в кыршорской свите (скв. 228, Печорская впадина), серовской свите (скв. 19-У Усть-Манья, бассейн р. Северная Сосьва; скв. 11, бассейн р. Пур; скв. 4, бассейн р. Васюган); полосатой толще в разрезе Соколовский в Тургае.

Местоположение стратотипа: кыршорская свита (интервал 286.0-282.5 м), скв. 228, Печорская впадина (Iakovleva et al., 2000a).

Интервал зоны *A. hyperacanthum* известен также из серовской свиты Южного Зауралья (Васильева, 2007a) и нижнелюлинворской подсвиты (скв. 9, Новосибирская область, Ахметьев и др., 2004a).

Установленная 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 (Bujak, Mudge, 1994). Согласно Powell (1992) и Vandenberghe et al. (2012), интервал зоны *A. hyperacanthum* соответствует части нанопланктонной зоны NP9 и датируется поздним танетом (~56.5-55.8 млн. лет; верхи Хрона C25-часть Хрона C24).

3. Зона *Axiodinium augustum*

Основание зоны: первое появление вида-индекса *Axiodinium augustum*. Верхняя граница проводится по последнему стратиграфическому присутствию (исчезновению) *Ax. augustum*.

В низах зоны, помимо вида-индекса, появляются виды *Epelidinium pechoricum*, *Apectodinium summissum*, *Apectodinium parvum*, *Apectodinium paniculatum*.

Зона установлена 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); верхнелюлинворской подсвите в скважинах 8 и 10 Русско-Полянского района Омской области; полосатой толще Северного Тургая.

Местоположение стратотипа: верхнелюлинворская подсвита (интервал 237.0-231.7 м), скв. 10, Русско-Полянский район, Омская обл. (Яковлева и др., 2012).

Зона *Axiodinium augustum* известна также из разрезов Среднего Зауралья (Васильева, Малышкина, 2002) и Северного Тургая (Radionova et al., 2001; Iakovleva et al., 2001; Васильева, 2007a, б).

Установленная в Западной Сибири зона *Axiodinium augustum* соответствует зоне *Apectodinium augustum* 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 (Vujak, Mudge, 1994).

Согласно изотопным данным, полученным для верхнелюлинворских отложений в скважине 10 в Омской области, интервал зоны *Axiodinium augustum* большей частью соответствует геологически короткому (~150-170 тыс. лет, Röhl et al., 2007) событию ПЕТМ (~55.8-55.6 млн. лет) и ассоциирующемуся с ним глобальному событию СIE - негативному отклонению изотопов углерода, при этом основание зоны *Axiodinium augustum* совпадает с началом события СIE (негативное отклонение изотопов углерода в 3.1‰; Frieling et al., 2014), а верхняя граница зоны оказывается чуть моложе ПЕТМ. Стратиграфический возраст зоны *Axiodinium augustum*: часть инициального эоцена, ~55.8-55.6 млн. лет; часть Хрона C24.

4. Зона *Deflandrea oebisfeldensis*

Основание зоны проводится по исчезновению видов *Axiodinium augustum* и *Epelidinium pechoricum*, а также большинства видов рода *Apectodinium*. Верхняя граница зоны проводится по появлению вида *Dracodinium 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 *Hustringosphaeridium tubiferum*. Вместе с тем, иногда уровню акме *Deflandrea oebisfeldensis* отвечает общее обеднение таксономического состава комплекса диноцист.

Зона *Deflandrea oebisfeldensis* установлена в низах воровожской свиты (скв. 228, Печорская впадина) и в верхнелюлинворской подсвите в скважинах 8 и 10 Русско-Полянского района Омской области.

Местоположение стратотипа: верхнелюлинворская подсвита (интервал 231.7-229.1 м), Русско-Полянский район, Омская обл. (Яковлева и др., 2012).

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

Установленная в Западной Сибири зона *Deflandrea oebisfeldensis* соответствует одноименной зоне Западной Европы (Powell, 1992), зоне Viborg-7 Дании (Heilmann-Clausen, 1985), подзонам E1b-c шкалы Северного моря (Mudge, Vujak, 1996), подзоне D5b компиляционной шкалы Costa, Manum (1988), зоне *Glaphyrocysta ordinata* южной Англии (Powell et al., 1996) и может быть отнесена к т.н. инициальному эоцену (~55.6-55.0 млн. лет, часть Хрона C24).

5. Зона *Dracodinium astra*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Dracodinium astra*. Верхняя граница зоны устанавливается по первому появлению вида *Stenodinium meckelfeldense*.

Зона *Dracodinium astra* установлена в верхнелюлинворской подсвите скважины 10 (интервал 229.1-228.8 м) Русско-Полянского района Омской области (Яковлева и др., 2012).

Установленная в Западной Сибири зона *Dracodinium astra* соответствует зоне *Wetzeliella astra* Западной Европы (Costa et al., 1978; Powell, 1992; Powell et al., 1996), зоне D6a компиляционной шкалы Costa, Manum (1988) и подзоне D6na шкалы немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012), что указывает на инициально-ипрский возраст (ипр s.s., ~55.0-54.8 млн. лет, часть Хрона C24).

6. Зона *Stenodinium meckelfeldense*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Stenodinium meckelfeldense*. Верхняя граница зоны устанавливается по первому появлению вида *Dracodinium simile*.

В низах зоны, помимо вида-индекса, появляются виды *Axiodinium lunare*, *Deflandrea phosphoritica* и *Operculodinium nanaconulum*.

Зона *S. meckelfeldense* установлена в воровожской свите (скв. 228, Печорская впадина), ирбитской свите (скв. 32, бассейн р. Пур); в верхнелюлинворской подсвите в скважинах 8 и 10 Русско-Полянского района Омской области; полосатой толще Северного Тургая.

Местоположение стратотипа: верхнелюлинворская подсвита (интервал 228.8-228.7 м), скв. 10, Русско-Полянский район, Омская обл. (Яковлева и др., 2012).

Зона *S. meckelfeldense* известна также из ирбитской свиты на севере Кондинской низменности (Бакиева, 2005), а также из отложений ирбитской свиты Южного Зауралья (Васильева, 2007б).

Установленная в Западной Сибири зона *S. meckelfeldense* является эквивалентом зоны *Wetzeliella meckelfeldensis* 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 Андреевой-Григорович (1991), Powell (1992), интервал зоны *S. meckelfeldense* соответствует верхам зоны NP10-основанию зоны NP11 по наннопланктону и датируется ранним ипром (~54.8-53.4 млн. лет, часть Хрона C24).

7. Зона *Dracodinium simile*

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

Зона установлена в ирбитской свите (скв. 32, бассейн р. Пур; скв. 19, бассейн р. Северная Сосьва) и верхнелюлинворской подсвите в скважинах 8 и 10 Русско-Полянского района Омской области.

Местоположение стратотипа: верхнелюлинворская подсвита (интервал 228.7-224.7 м), скв. 10, Русско-Полянский район, Омская обл. (Яковлева и др., 2012).

Зона *Dracodinium simile* известна также из люлинворской свиты на правобережье Оби (Бакиева, 2005) и качарской толщи в Северном Тургае (Васильева, 2007б).

Установленная 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 наннопланктоном из разрезов карбонатного осадконакопления (Vandenberghе et al., 2012; King et al., 2013, Глава 5), интервал зоны *Dracodinium simile* соответствует низам нанопланктонной зоны NP11 и датируется частью раннего ипра (~53.4-52.9 млн. лет, часть Хрона C24).

8. Зона *Dracodinium varielongitudum*

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

Внутри зоны последовательно появляются виды *Dracodinium samlandicum*, *Axiodinium prearticulatum*, *Petalodinium robertknoxii*, *Heteraulacacysta everriculata*, *Wilsonidium tabulatum*, *Samlandia chriskingii*, *Cerebrocysta bartonensis*, *Wetzeliiella articulata*.

Зона установлена 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 скважинах 8 и 10 Русско-Полянского района Омской области.

Местоположение стратотипа: верхнелюлинворская подсвита (интервал 224.7-217.8 м), скв. 10, Русско-Полянский район, Омская обл. (Яковлева и др., 2012).

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

Установленная 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 немецкого сектора Северного моря (Köthe,

2012), частично соответствует зоне *Dr. varielongitudum* в Бельгийском бассейне (De Coninck, 1991), а также соответствует стратиграфическому интервалу зоны LC-2 в Англии (Vujak et al., 1980). Согласно последним данным калибровок с известковым наннопланктоном в восточном Пери-Тетисе (King et al., 2013, Глава 5), первое появление вида *Dr. varielongitudum* практически совпадает с основанием наннопланктонной зоны NP12. С учетом имеющихся палеомагнитных данных по материалам скважин 8 и 10 в Омской области, стратиграфический интервал зоны *Dr. varielongitudum* соответствует среднему ипру в пределах части Хронов C24n-C23r (~52.9-51.7 млн. лет).

9. 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 виды *Wilsonidium ornatum*, *Stichodinium? lineidentatum*, *Diphyes ficusoides*, *Diphyes pseudoficusoides*, *Sophismatia tenuivirgula*, *Areoligera sentosa*-group, *Membranilarnacia compressa*, *Pentadinium laticinctum*. В основании зоны исчезает *Deflandrea oebisfeldensis*.

Внутри зоны последовательно появляются виды *Eatonicysta ursulae*, *Rhadinodinium politum*, *Petalodinium condylos*, *Dracodinium coronatum*, *Rhadinodinium glabrum*, *Areoligera undulata*, *Pentadinium favatum*, *Pentadinium goniferum*.

Зона *Ch. coleothrypta* установлена 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 скважинах 8, 10 и 011-БП Омской области.

Местоположение стратотипа: верхнелюлинворская подсвита (интервал 217.8-195.0 м), скв. 10, Русско-Полянский район, Омская обл. (Яковлева и др., 2012).

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

Установленная 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 Vandenberghe et al. (2012) и новым данным из восточного Пери-Тетиса (King et al., 2013, Глава 5), первое появление *Ch. coleothrypta* приурочено к началу

срединной части зоны NP12, а первое появление *Rhadinodinium 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, ~51.7-51.3 млн. лет).

10. Зона *Ochetodinium romanum*/Samlandia chlamydophora

Основание зоны проводится по первому появлению *Ochetodinium romanum*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению вида *Areosphaeridium diktyoplokum*.

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

Зона *Ochetodinium romanum*/Samlandia chlamydophora установлена 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 скважинах 8, 10 и 011-БП Омской области.

Местоположение стратотипа: верхнелюлинворская подсвита (интервал 490.8-480.0 м), скв. 011-БП, Ачаирский район, Омская обл. (Яковлева и др., 2012).

Отложения, соответствующие части зоны *Ochetodinium romanum*/Samlandia chlamydophora, по присутствию вида *Samlandia chlamydophora*, скорее всего, были выявлены ранее в скв. 37 (нюрольская свита, Обь-Иртышское междуречье; Кулькова, 1987), и в карьере Белинский (чередующийся прослой глин и песков) в Зауралье (Васильева, 1990).

Установленная в Западной Сибири зона *Ochetodinium romanum*/Samlandia chlamydophora соответствует объему двух зон Бельгийского бассейна (De Coninck, 1991): *Ochetodinium romanum* и *Kisselovia* aff. *clathrata*, а также зонам D8b-с северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988). Согласно Vandenberghe et al. (2012), первое появление *Ochetodinium romanum* соответствует верхам срединной части зоны NP12 по наннопланктону, а первое появление *Kisselovia* aff. *clathrata* sensu De Coninck (= *Piladinium columna*) имеет место в верхней части наннопланктонной зоны NP12. Таким образом, стратиграфический интервал зоны *Ochetodinium romanum*/Samlandia chlamydophora: средний ипр (Хрон C23r, ~51.3-50.8 млн. лет).

11. Зона *Areosphaeridium diktyoplokum*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Areosphaeridium diktyoplokum*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Dracodinium eoceanicum*.

В основании зоны, помимо зонального вида, появляется *Thalassiphora dominiquei*. Внутри зоны последовательно появляются виды *Areosphaeridium michoudii*, *Dracodinium? brevicornutum* и *Rhombodinium pentagonum*.

Зона *Ar. diktyoplokum* установлена в верхнелюлинворской подсвите (скв. 011-БП, Омская область) и воровожской свите (скв. 228, Печорская впадина).

Местоположение стратотипа: верхнелюлинворская подсвита (интервал 480.0-463.0 м), скв. 011-БП, Ачаирский район, Омская обл. (Яковлева и др., 2012).

Установленная в Западной Сибири зона *Ar. diktyoplokum* соответствует одноименной зоне шкал Датского бассейна и немецкого сектора Северного моря (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, Bujak, 1994) и части зоны B-2 на юге Англии (Bujak et al., 1980). В разрезах Западной Европы (Steurbaut, 1998) и восточного Пери-Тетиса (Глава 5, King et al., 2013), содержащих известковый наннопланктон, первое появление вида *Ar. diktyoplokum* практически совпадает с границей наннопланктонных зон NP12/NP13, а уровни первого появления *Ar. michoudii* и *Dracodinium? brevicornutum* фиксируются в основании зоны NP13. Таким образом, интервал зоны *Ar. diktyoplokum* в Западной Сибири может быть датирован поздним ипром (~50.8-49.1 Ма; часть Хрона C22).

12. Зона *Dracodinium eosaenicum*

Основание зоны проводится по первому появлению *Dracodinium eosaenicum*. Верхняя граница зоны проводится по последнему присутствию *Dracodinium eosaenicum*.

В основании зоны появляются стратиграфически важные *Hystrichosphaeropsis costae* и *Duosphaeridium nudum*. Внутри зоны исчезают *S. meckelfeldense*, *Eatonicysta ursulae*, *Dr. varielongitudum*, *Ch. coleothrypta*.

Зона *Dracodinium eosaenicum* установлена в верхнелюлинворской подсвите (скв. 011-БП, интервал 463.0-459.0 м), Ачаирский район, Омская область (Яковлева и др., 2012).

Установленная в Западной Сибири зона *Dracodinium eosaenicum* является аналогом зоны *Dracodinium pachydermum* (= *Dracodinium eosaenicum*) Датского бассейна и немецкого сектора Северного моря (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), соответствует части зоны D9 компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988), зоне E4a в Северном море (Bujak, Mudge, 1994). В Дании последовательность первых появлений видов *Hystrichosphaeropsis costae*, *Duosphaeridium nudum* и *Dracodinium eosaenicum* установлена в бескарбонатном слое Bed L2 формации Lillebælt Clay, который перекрывает карбонатный слой Bed R6, относимый к наннопланктонной зоне NP13 (Steurbaut, 1998), в Норвежско-Гренландском море первое появление *Dracodinium eosaenicum* выявлено в нижней части полярного Хрона C22n (Eldrett et

al., 2004). Согласно данным Schnetler, Heilmann-Clausen (2011), первое появление *Dr. eosaenicum*, возможно, соответствует в Дании границе ипра-лютета. Согласно калибровкам диноцист и известкового наннопланктона из разреза Актулагай (Казахстан, King et al., 2013; Глава 5), первое появление *Dr. eosaenicum* соответствует низам NP14 (терминальный ипр, Molina et al., 2011). Интервал зоны *Dracodinium eosaenicum* в Западной Сибири может быть отнесен к терминальному ипру (~49.1-47.8 Ma).

13. Слои с *Costacysta bucina*

Слои с *Costacysta bucina* выявлены в промежуточном интервале между верхнелюлинворской подсвитой и тавдинской свитой из серовато-зеленых глин или алевролитов с присутствием гравийника в подошве, с позвонками и чешуёй рыб в «русско-полянских» слоях в скважинах 8, 10 и 011-БП Омской области. Стратотип: скв. 011-БП (интервал 459.0-456.0 м) (Яковлева и др., 2012).

Комплекс диноцист характеризуется присутствием стратиграфически важных среднеэоценовых видов *Costacysta bucina*, *Vallodinium? echinosuturatum*, *Cordosphaeridium cantharellus*, а также достаточно многочисленным присутствием вида *Corrudinium incompositum*. Стратиграфический интервал распространения вида *Costacysta bucina*, описанного из разреза Дании (верхи Lillebælt Clay Formation и низы Søvind Marl Formation; Heilmann-Clausen, Van Simaëys, 2005), соответствует лютету, этот вид известен также из лютетских отложений Днепровско-Донецкой впадины (Iakovleva, 2015), Северного моря и шельфа Фарерских островов (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 (~ 45.5-43.8 млн. лет, Хрон C20r).

14. Зона *Rhombodinium draco*

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

Зона *Rhombodinium draco* установлена в тавдинской свите в скважинах 30 (бассейн р. Северная Сосьва) и 011-БП Омской области.

Местоположение стратотипа: тавдинская свита (интервал 447.7-433.4 м), скв. 011-БП, Ачаирский район, Омская область (Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010).

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

Установленная в Западной Сибири зона *Rhombodinium draco* является аналогом одноименной зоны из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и шкалы для юга бывшего СССР (Андреева-Григорович, 1991), соответствует зоне D10a из компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988) и зоне BAR-1 (*Heteraulacacysta porosa* assemblage Zone) на юге Англии (Bujak et al., 1980). В некоторых компиляционных работах, например, в схеме Vandenberghe et al. (2012), первое появление *Rhombodinium draco* ошибочно указывается в начале зоны NP17 по наннопланктону. Однако, в южной Англии первое появление этого вида происходит в зоне BAR-1 (Bujak et al., 1980) в слоях, отнесенных М.-Р. Aubry (1983) к зоне NP16. Согласно данным изучения диноцист из украинских разрезов А.С. Андреевой Григорович (устное сообщение) и собственным данным автора (Iakovleva, 2015), 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 лютетана-начало бартона) (~41.5-39.5 млн. лет, часть Хронов C19n-C18r).

15. Зона *Rhombodinium porosum*

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

Зона *Rhombodinium porosum* установлена в тавдинской свите в скважине 11 в бассейне р. Пур и скважине 29 в бассейне р. Северная Сосьва, а также, судя по присутствию вида *Lentinia serrata*, в скважинах 29 и 32 бассейна р. Пур.

Местоположение стратотипа: тавдинская свита (интервал 177.0-15.7 м), скв. 29, бассейн р. Северной Сосьвы (Iakovleva et al., 2000b).

Зона известна также из тавдинской свиты в Новосибирской области (скв. 9, Ахметьев и др., 2004а).

Установленная 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 немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012), а также зоне *Rhombodinium porosum* на Украине, Кавказе и Северном Казахстане (Андреева-Григорович и др., 2011). На Украине, юге России и в Северном Казахстане первое

появление *Rh. porosum* отвечает низам зоны NP17 по наннопланктону (Андреева-Григорович и др., 2011). Таким образом, интервал зоны *Rhombodinium porosum* в Западной Сибири может быть отнесен к среднему эоцену (бартону) (~39.5-39.3 млн. лет, часть Хрона C18).

16. Зона *Rhombodinium ornatum*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Rhombodinium ornatum*. Верхняя граница зоны проводится по последнему присутствию *Rhombodinium ornatum*.

Внутри зоны последовательно появляются стратиграфически важные *Rhombodinium irtyschense*, *Membranophoridium aspinatum*, *Svalbardella* sp.

Зона *Rhombodinium ornatum* установлена в тавдинской свите в скважинах 29 (бассейн р. Северная Сосьва) и 011-БП Омской области.

Местоположение стратотипа: тавдинская свита (интервал 433.4-394.3 м), скв. 011-БП, Ачаирский район, Омская область (Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010).

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

Вид *Rhombodinium ornatum* имеет несколько ограниченное распространение в Северном Полушарии. Помимо Западной Сибири он отмечен в отложениях киевской свиты Белоруссии и алкской свиты Литвы и Калининградской области (Григялис и др., 1988). В Белоруссии и Литве слои с *Rhombodinium ornatum* соответствуют интервалу зон *Rhombodinium porosum* или *Rhombodinium perforatum* (Шевченко, 2002). В изученных разрезах Западной Сибири вид *Rhombodinium ornatum* 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 *Rhombodinium ornatum* только с частью интервала западноевропейской зоны *Rhombodinium perforatum*. Соответственно, зона *Rhombodinium ornatum* может быть предварительно отнесена к бартону (~39.3-38.3 млн. лет, часть Хрона C18).

17. Зона *Michouxdinium variabile*-*Talladinium? angulosum*

Основание зоны проводится по кровле предыдущей зоны. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению вида *Thalassiphora reticulata*.

Внутри зоны последовательно появляются виды *Heteraulacacysta porosa*, *Michouxdinium variabile*, *Thalassiphora fenestrata*, *Talladinium? angulosum*. Существенная часть интервала зоны *Talladinium? angulosum* характеризуется обилием (акме) спор водного папоротника *Hydropteris indutus* (азолловые).

Зона установлена в тавдинской свите в скважинах 4 (бассейн р. Васюган), 29 и 30 в бассейне р. Северная Сосьва, а также в скв. 011-БП в Омской области.

Местоположение стратотипа: тавдинская свита (интервал 394.3-320.8 м), скв. 011-БП, Ачаирский район, Омская область (Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010).

Зона *Michouxdinium variabile*-*Talladinium? angulosum* может быть распознана в тавдинской свите Обь-Иртышского междуречья (Кулькова, 1987), юга Западной Сибири (скв. 9, Новосибирская область, Ахметьев и др., 2004а; скв. 8, 10, Омская область, Ахметьев и др., 2010), а также тавдинской и чеганской свит Зауралья и Тургая (Васильева, 1990; Васильева и др., 2001).

Установленная зона *Michouxdinium variabile*-*Talladinium? angulosum* частично соответствует зоне *Charlesdowniea clathrata angulosa* из шкал Парижского бассейна (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978), юга бывшего СССР (Андреева-Григорович, 1991) и юга России (Запорожец, 1999), где она охватывала весь интервал приабона, а также частично зоне *Talladinium? angulosum* из шкалы восточного Пери-Тетиса (Глава 5). Исходя из новых данных изучения диноцист из тавдинской свиты Западной Сибири, а также калибровок с палеомагнитными данными З.Н. Гнибиденко, интервал зоны *Talladinium? angulosum* предположительно датируется верхами бартона – частью приабона (~38.3-35.6 млн. лет, Хроны С17-16).

18. Зона *Thalassiphora reticulata*

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

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

Зона установлена в тавдинской свите в скв. 011-БП (320.8-265.0 м), Ачаирский район, Омская область (Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010).

Установленная в Западной Сибири зона *Thalassiphora reticulata* соответствует одноименной зоне Датского бассейна (Heilmann-Clausen, 1988) и зоне D12nc немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012). В Северо-Западной Европе первое появление *Thalassiphora reticulata* происходит внутри нанопланктонной зоны NP19/NP20 (Köthe, 1990; Heilmann-Clausen, Van

Simaey, 2005). Возраст части тавдинской свиты, соответствующей интервалу зоны *Thalassiphora reticulata*: приабон (~35.6-35.1 млн. лет, Хроны C15-часть C13r).

4.4. Основные трансгрессивно-регрессивные этапы осадконакопления в Западной Сибири в палеоцене-эоцене

На основе приведенного в настоящей работе варианта зонального расчленения по диноцистам палеоцен-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. 4.27; 4.28).

Талицкий горизонт

Талицкий горизонт представляет собой первый, начальный этап палеогенового осадконакопления в Западной Сибири. В наибольшей степени распространение отложений одноименной талицкой свиты, залегающей в основании толщи морских палеогеновых отложений, наблюдается на территории всего Зауралья (Васильева и др., 2001; Васильева, 2003) и (уже в более сокращенном виде) примыкающей части Западной Сибири (Северо-Сосьвинская возвышенность, Бакиева, 2005; Пур-Тазовское междуречье, Iakovleva, Kulkova, 2001). Согласно С.Б. Шацкому (1978), в начале талицкого времени около 38% площади Западно-Сибирской равнины были заняты морем, при этом Западно-Сибирский бассейн периодически имел связи как с Тетическими областями, так и Арктическим бассейном.

Что касается диноцист из отложений талицкого горизонта, то комплексы ранне-среднедатского возраста, содержащие стратиграфически важные виды *Carpatella cornuta*, *Senoniasphara inornata*, *Magallanesium essoii*, *Magallanesium densispinatum*, *Xenicodinium lubricum* известны к настоящему моменту из марсятской свиты (=нижнеталицкая подсвита) и шадринских слоев из разрезов Лозьвинской Пристани, скважин ЛД-1, 18-А, Елань-8, -91 (Васильева и др., 2001; Васильева, 2002), из разреза скважины 19-У Усть-Манья (бассейн Сев. Сосьвы, Орешкина и др., 2008) и обнажения в Обь-Иртышском междуречье (материал Р.Б. Крапивнера, данные Г.Н. Александровой). 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 кровле датских известняков Danian Limestone (Heilmann-Clausen, 1985) и его появление условно может фиксировать границу между нижним и средним палеоценом, нижняя часть верхнеталицкой

подсвиты, таким образом, соответствует началу зеландия. Верхняя часть верхнеталицкой подсвиты, по данным изучения диноцист, содержит динокомплекс с *Isabelidinium? viborgense*, что указывает на среднезеландский возраст толщи.

Безусловно, крайне ограниченное на настоящий момент количество изученных по диноцистам интервалов талицкого горизонта оставляет ряд 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 опубликованных материалах, представляется возможным определить общий возраст талицкого горизонта как датско-среднезеландский (~65.5-59.0 млн. лет; Хроны С29-часть Хрона С26г).

Следует отметить, что датированные по диноцистам отложения талицкой и марсятской свит известны большей частью из Зауральской и Центральной структурно-фациальных зон Западной Сибири (Васильева и др., 2001; Бакиева, 2005). Что касается юга Западной Сибири, то согласно публикациям 60-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 комплексных палинологических и палеомагнитных исследований скважинного материала из Русско-Полянского района Омского прогиба (данные Г.Н. Александровой, З.Н. Гнибиденко из Яковлева и др., 2012), в скважине 8 в полутораметровом интервале талицкой свиты был выявлен диноцистовый комплекс с *Isabelidinium? viborgense* и датирован средней частью зеландия (~60.5-59.0 Ma). Таким образом, перерыв в осадконакоплении между меловой ганькинской и талицкой свитами в Барабинско-Кулундинской зоне предположительно занимает интервал от позднего маастрихта до середины зеландия (~66.6-60.5 Ma).

Люлинворский горизонт

Люлинворский горизонт, отражающий собой 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 позднее морские отложения, одновозрастные люлинворской свите в сопредельной Печорской впадине, то площадь Западно-Сибирского моря

в течение этой эпохи можно считать еще более обширной. Согласно 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 опокovidные глины. Исходя из состава выявленных 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 Пери-Тетисом на юге.

Западносибирские нижнелюлинворская подсвита и ее аналог серовская свита, а также бóльшая часть кыршорской свиты в Печорской впадине отмечены последовательным появлением видов диноцист (*Alisocysta margarita*, *Alisocysta* sp.2, *Apectodinium homomorphum*, *A. quinquelatum*, *A. hyperacanthum*), характеризующих зоны *A. margarita* и *A. hyperacanthum* ранне-позднетанетского возраста (~58.5-55.8 млн. лет; Хроны C25- часть 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 из верхнеталицкой подсвиты. Согласно Унифицированной схеме, принятой для Западной Сибири в 2001-ом году, предполагалось согласное соотношение между нижнелюлинворской и подстилающей верхнеталицкой подсвитами. Однако, исходя из последних данных изучения диноцист из верхнеталицкой подсвиты (слои с *Isabelidinium? viborgense* среднезеландского возраста) и танетского возраста нижнелюлинворской подсвиты (=серовской свиты), можно предположить наличие непродолжительного стратиграфического перерыва между талицким и люлинворским горизонтами, соответствующего концу зеландия.

Наиболее детальным образом разработано зональное деление по диноцистам верхнелюлинворской подсвиты и ее аналогов - ирбитской и нюрольской свит: этому интервалу соответствует последовательность из 10 диноцистовых зон. Основываясь на сравнительном анализе последовательности появления стратиграфически важных видов диноцист внутри верхнелюлинворской подсвиты из стратотипических регионов Западной Европы, можно сделать вывод о достаточно полном объеме нижнего эоцена в Западной Сибири. Очевидно, что позднелюлинворское время явилось максимумом морской трансгрессии в Западной Сибири с наиболее открытым и постоянным сообщением с мировым океаном, что подтверждает точку зрения С.Б. Шацкого, высказанную еще в 70-ые годы.

Базальная часть верхнелюлинворской подсвиты и ирбитской свиты в Западной Сибири, а также верхи кыршорской свиты в сопредельной Печорской впадине содержат комплекс диноцист

зоны *Axiiodinium augustum*, отвечающей событию ПЕТМ - экстремально теплomu событию в самом начале эоцена (~55.8-55.6 млн. лет). Особого внимания заслуживает интервал зоны *Axiiodinium augustum* в скв. 10, пробуренной на юге Западной Сибири в пределах Омского прогиба. Интересной особенностью разреза скв. 10 является выявление сапропелевидного прослоя внутри интервала ПЕТМ в верхнелюлинворской подсвите, что сближает этот интервал люлинворской свиты с отложениями уровня ПЕТМ в восточном Пери-Тетисе. Согласно многочисленным работам по изучению пограничных морских палеоцен-эоценовых отложений восточного Пери-Тетиса (Музылев и др., 1989; Музылев и др., 1996; Muzylöv & Sherbinina, 1995; Gavrilov et al., 2003), толщи (т.н. сапропелиты), отвечающие событию ПЕТМ, характеризуются повышенным содержанием органического вещества (до 20%) и в достаточной степени сохраняют свои особенности на огромных территориях от Кавказа до Таджикистана. Дополнительной чертой интервала, соответствующего уровню ПЕТМ в скв. 10, являются особенности самого комплекса диноцист. В отличие от ранее изучавшихся разрезов Западной Сибири, где, как и в большинстве регионов Северного полушария, наблюдается доминирование рода *Apectodinium* на уровне ПЕТМ (от 30-40% и выше), здесь мы сталкиваемся с ситуацией, когда процентное содержание рода *Apectodinium* колеблется на уровне 0.5%-10% (максимум 25% в отдельном образце), при этом бесспорными доминантами в комплексах выступают не перидиниоидные (включающие род *Apectodinium*), а исключительно гониаулакоидные диноцисты.

Толща песчаников, сменяющая по разрезу отложения ПЕТМ, содержит комплекс диноцист, характеризующийся массовым присутствием группы *Areoligera* на фоне отсутствия типично ипрских таксонов, что позволило отнести этот интервал к инициальному эоцену (~55.6-55.0 млн. лет). Этот инициально-эоценовый интервал установлен 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., 2000a) и в верхнелюлинворской подсвите в Омском прогибе (Яковлева и др., 2012). При этом, если на севере Западной Сибири рассматриваемый интервал характеризуется высоким содержанием вида *Deflandrea oebisfeldensis*, то на юге Западной Сибири в скв. 8 и 10, как и в Печорской скважине, а также ряде разрезов северо-западной Европы, наблюдается лишь постоянное, но достаточно немногочисленное содержание *D. oebisfeldensis*.

Отдельно остановимся на интервале верхнелюлинворской подсвиты в скв. 10 Омского прогиба, где выявлено первое появление зонального вида *Dracodinium* (= *Wetzeliella*) *astra*, соответствующее самому началу классического ипра s.s. Что касается всей Западной Сибири, то на настоящий момент аналог западноевропейской зоны *Wetzeliella astra* (Powell, 1992) в других разрезах не выявлялся. Лишь в скважине 14-Комсомольская (Ильина и др., 1994) И.А. Кулькова

упоминает присутствие вида *Dr. astra*, но уже наряду с более молодыми таксонами *Stenodinium meckelfeldense*, *Dracodinium simile* и *Dracodinium varielongitudum*, в то время как во всех остальных изученных на данный момент разрезах Западной Сибири и сопредельной Печорской впадины на этот стратиграфически узкий интервал (~55.0-53.7 млн. лет), скорее всего, приходится перерыв. Таким образом, можно сделать вывод о том, что самое начало «классического» (*sensu stricto*) ипра в Западной Сибири и Печорской впадине явилось моментом непродолжительного (порядка 1 миллиона лет; ~55.8-54.8 млн. лет) регрессивного цикла.

Выявленная выше по разрезу верхнелюлинворской подсвиты и ирбитской свиты последовательность диноцистовых событий (LOs *Stenodinium meckelfeldensis*, *Dracodinium simile*, *Dracodinium varielongitudum*) свидетельствует об относительно непрерывном разрезе всего нижнего ипра как на севере, так и на юге Западной Сибири и отражает наиболее мощный трансгрессивный этап в развитии Западно-Сибирского морского бассейна. Непрерывная последовательность диноцистовых событий, сопоставимая с последовательностями Западной и северо-западной Европы (LOs *Charlesdowniea coleothrypta*, *Rhadinodinium politum*, *Piladinium columna*), 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 *Charlesdowniea coleothrypta* и *Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora*, что указывает на среднеипрский (в пределах полярного Хрона C23) возраст свиты.

Интервал верхней части верхнелюлинворской подсвиты на юге Западно-Сибирской плиты также заслуживает отдельного внимания. В отличие от изученных разрезов как на севере Западной Сибири, так и в Русско-Полянском районе Омской области (скв. 8, 10), в скважине 011-БП из Ачаирского района, представляющей собой разрез из наиболее прогибавшейся зоны Омского прогиба, установлены самые высокие горизонты верхнелюлинворской подсвиты. Так, вслед за уровнями первых появлений *Ochetodinium romanum* и *Piladinium columna*, разрез верхнелюлинворской подсвиты отмечен первым появлением вида *Samlandia chlamydophora*, что указывает на конец среднего ипра. Особо следует отметить следующий интервал, содержащий комплекс диноцист со стратиграфически важными видами *Areosphaeridium diktyoplokum*, *Areosphaeridium michoudii* и *Dracodinium? brevicornutum*. В разрезах Западной Европы (Sturbaut, 1998) и Пери-Тетиса (King et al., 2013; Глава 5), содержащих известковый наннопланктон, первое появление (LO) вида *Areosphaeridium diktyoplokum* практически совпадает с границей наннопланктонных зон NP12/NP13, а уровни первого появления *Areosphaeridium michoudii* и *Dracodinium brevicornutum* появляются следом в начале зоны NP13. Таким образом, этот интервал подсвиты датируется поздним ипром (~50.8-49.1 Ма; часть Хрона C22; конец NP12-

NP13). Наконец, верхи верхнелюлинворской подсвиты в скважине 011-БП характеризуется появлением видов *Duosphaeridium nudum*, *Hystrichosphaeropsis costae* и *Dracodinium eocaenicum*. В Дании последовательность этих появлений 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 *Dracodinium eocaenicum* выявлено в нижней части полярного Хрона C22n (Eldrett et al., 2004), а в некоторых разрезах северо-западной Европы и Северной Атлантики предполагается на уровне начала NP14. Согласно калибровкам диноцист и известкового наннопланктона из разреза Актулагай в Казахстане (King et al., 2013), первое появление *Dr. eocaenicum* соответствует низам NP14 (терминальный ипр, ~49.1-47.8 млн. лет; Molina et al., 2011).

Сравнивая полученные данные по всем изученным разрезам, представляется возможным сделать вывод о возрасте ирбитской свиты на севере и в центре Западной Сибири: инициальный-средний ипр. Общий возраст верхнелюлинворской подсвиты на юге Западной Сибири: инициальный эоцен-терминальный ипр (~55.8-47.8 млн. лет). Возраст всего люлинворского горизонта: ранний танет-терминальный ипр (~58.5-47.8 млн. лет). Что касается воровожской свиты в сопредельной Печорской впадине, то ее верхняя часть является стратиграфически моложе нюрольской свиты и, на основании выявленного интервала первого появления вида *Areosphaeridium diktyolplokum*, датируется началом позднего ипра (граница нанопланктонных зон NP12/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 учитывая данные изучения палиноморф из скважины 011-БП, которые указывают на относительное понижение в соотношении диноцисты/пыльца и в понижении разнообразия диноцист в позднеипрских комплексах, можно говорить о том, что поздний ипр явился в Западной Сибири временем начала морской регрессии.

«Русско-полянские» слои

Особого внимания заслуживают «русско-полянские» слои - интервал серовато-зеленых глин или алевролитов с присутствием гравийника в подошве, а также с позвонками и чешуёй 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., 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 (Даргевич, 1978; Кривенцов, 1984; Беньямовский и др., 2002; Ахметьев и др., 2004а, б). Ряд западносибирских исследователей (Мартынов В.А., Никитин В.П.) рассматривали этот интервал уже 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 Беньямовского и др. (2002), Ахметьева и др. (2004а, б; 2010). Можно отметить, что глины «русско-полянских» слоев отличаются от верхнелюлинворской подсвиты резким сокращением кремнезема, появлением глауконита и гравийника, а от перекрывающей тавдинской свиты - отсутствием сидеритовых конкреций и марказитовых примазок. С точки зрения результатов изучения диноцист из разрезов скважин 8, 10 и 011-БП в Омском прогибе «русско-полянские» слои, по составу палинологических комплексов, резко отличаются как от комплексов подстилающей верхнелюлинворской подсвиты, так и перекрывающей нижнетавдинской подсвиты. Диноцистовые данные (присутствие *Costacysta bucina*, *Valldinium? echinosuturatum*, *Cordosphaeridium cantharellus*, многочисленный *Corrudinium incompositum*) и данные палеомагнитных исследований (интервал обратной намагниченности) позволили датировать «русско-полянские» слои средним лютетом, в пределах полярного Хрона C20r, таким образом, указывая на наличие стратиграфического перерыва продолжительностью ~2.3 млн. лет между отложениями люлинворской горизонта и «русско-полянских» слоев, соответствующего части Хрона C21-низов C22 (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, где начало перерыва в осадконакоплении установлено автором на уровне среднего ипра (~51.0 млн. лет), а в Печорской впадине в самом начале позднего ипра (~50.0 млн. лет), можно сделать заключение о том, что отчленение Западно-Сибирского моря от Арктического бассейна и его регрессия с севера на юг произошли в течение позднего ипра- начале лютета. Вполне возможно, что Западно-Сибирское море значительно обмельчало в течение лютета и лишь его южная часть сообщалась с Тургайским проливом.

Тавдинский горизонт

Тавдинский горизонт представляет собой третий крупный этап осадконакопления в палеогене Западной Сибири. В течение лютета, в связи с преобладающим поднятием севера, где начали формироваться континентальные отложения, произошло отчленение Западно-Сибирского моря от северных морей. Исходя из имеющихся данных изучения диноцист можно с уверенностью говорить о наличии крупного перерыва в седиментации между люлинворским и тавдинским горизонтами на севере Западной Сибири, который предполагался западно-сибирскими специалистами еще в 80-ые годы (Шацкий, 1984; Кривенцов, 1984; Ахметьев и др., 2001) и

подтверждался практически повсеместным присутствием горизонта базальных галечников и кварц-глауконитовых песков в основании тавдинской свиты. Началу тавдинского времени соответствовал этап относительной трансгрессии моря с юга, морской бассейн вновь достиг низовий Пура и Северо-Сосьвинской возвышенности. Низы нижнетавдинской свиты на всей территории Западной Сибири характеризуются присутствием комплекса диноцист, характерного для диноцистовой зоны *Rhombodinium draco*. Исходя из того, что интервал этой зоны соответствует концу лютета-части бартона, можно предположить начало раннетавдинской трансгрессии в конце лютета (~41.5 млн. лет). На севере Западной Сибири перерыв в осадконакоплении (конец нюрольского времени) происходит в конце среднего ипра, следовательно, можно утверждать о наличии крупного (порядка 9 млн. лет) стратиграфического перерыва между люлинворским и тавдинским горизонтами в северной половине Западной Сибири, соответствующего по времени позднему ипру-первой половине лютета (~51.0-41.5 млн. лет). Что касается характера взаимоотношений между «русско-полянскими» слоями и тавдинским горизонтом, то здесь, согласно данным изучения диноцист, можно говорить о стратиграфическом перерыве, который отвечает части верхнего лютета (часть Хронов C20n-C19r; ~43.7-41.5 млн. лет).

Основываясь на анализе изучения комплексов диноцист и континентальных палиноморф из тавдинской свиты на севере и юго-востоке Западной Сибири (Iakovleva, 2000; 2011; Ахметьев и др., 2004б, 2010), следует отметить, что тавдинская свита, в целом, характеризуется более мелководными и прибрежными фациями в сравнении 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 люлинворского горизонта однозначно космополитны, то степень эндемизма увеличивается в течение конца среднего-позднем эоцене. Начиная с интервала диноцистовой зоны *Rhombodinium ornatum*, тавдинская свита характеризуется существенным участием (даже доминированием) видов-эндемиков *Rhombodinium ornatum* и *Rhombodinium irtyschense* наряду с очень низким соотношением диноцист к пыльце и низким разнообразием диноцист (Ахметьев и др., 2004а; Iakovleva, 2000; 2011; Iakovleva, Kulkova, 2003; Iakovleva et al., 2000b). Такое увеличение эндемичной флоры в середине тавдинского времени, возможно, отражает затрудненное (временами прерывающееся) сообщение с другими морскими бассейнами через Тургайский пролив (~39.3-38.3 млн. лет). Согласно палинологическим данным, самая значительная регрессия, возможно, соответствует концу бартона-началу приабона (внутри интервала диноцистовой зоны *Talladinium? angulosum*; предположительно ~38.3-35.6 млн. лет): в течение этого времени Западно-Сибирский бассейн

был исключительно мелководным, бóльшая его часть находилась в исключительно прибрежных условиях со значительным привносом пресных вод, который спровоцировал bloom водного папоротника *Azolla* spp. Последнее короткое и относительно слабое повышение уровня моря характеризует поздний приабон (~35.6-35.1 млн. лет). Это подтверждается относительным увеличением разнообразия диноцист и увеличением соотношения диноцисты/пыльца, ассоциирующимися с первыми появлениями *Th. reticulata* и *Rh. longimanum* в скважине 011-БП (Iakovleva, 2011). Учитывая палеомагнитные данные З.Н. Гнибиденко, согласно которым в разрезе отсутствуют отложения Хрона С13 (Яковлева и др., 2012), возможно предположить прекращение морской тавдинской седиментации в позднем приабоне, не позднее 35.1 млн. лет, приблизительно на 1 миллион лет раньше границы эоцена/олигоцена.

Выводы

Предлагаемый вариант верхнепалеоценовой-эоценовой зональной шкалы по диноцистам Западной Сибири, содержащий 18 биостратонов, отличается от предыдущих дальнейшей детализацией эоценовой части, уточнением возраста биостратонов и характера взаимоотношений между региональными горизонтами.

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

2) В новом варианте зональной шкалы внутри люлинворского горизонта выявлены 12 диноцистовых зон, что позволяет 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 (аналог части люлинворской свиты) на севере Западной Сибири датируется инициальным-частью среднего ипра, а перекрывающая ее нюрольская свита - второй половиной среднего ипра. Соответственно, между люлинворским и тавдинским горизонтами на севере Западной Сибири фиксируется стратиграфический перерыв, соответствующий по времени позднему ипру-первой половине лютета.

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

4) В пределах тавдинского горизонта предлагаются 5 диоцистовых зон. Уточненный возраст тавдинского горизонта: конец лютета-поздний приабон (не моложе ~35.1 млн. лет), при этом максимум регрессии в тавдинское время предположительно соответствует переходу от бартона к приабону.

Анализ количественного распределения морских и континентальных палиноморф из палеоценовых-эоценовых отложений Западной Сибири позволил восстановить палеообстановки Западно-Сибирского морского бассейна и выявить моменты их ключевых изменений:

(1) В течение первого, талицкого этапа осадконакопления датско-среднезelandского времени, в течение которого менее половины площади Западной Сибири было занято морем, морской бассейн имел периодическое сообщение как с Пери-Тетисом, так и Арктическим бассейном;

(2) Наиболее продолжительный по времени люлинворский этап осадконакопления, соответствующий максимальному распространению Западно-Сибирского морского бассейна вплоть до Печорской впадины с постоянным сообщением с Арктикой и Пери-Тетисом, характеризуется следующими ключевыми моментами: (а) крупной трансгрессией в течение раннего танета и относительной регрессией в позднем танете; (2) максимумом морской трансгрессии в раннеэоценовое время; (3) относительной регрессией моря в конце ипра с максимумом в начале лютета и отчленением Арктического бассейна от Западно-Сибирского моря;

(3) После этой существенной регрессии на севере Западной Сибири, лишь на юге сохранялось морское осадконакопление (накопление «русско-полянских» слоев).

(4) Третий крупный этап (тавдинский) начался в самом конце лютета и продолжился до позднего приабона. Море вернулось на север Западной Сибири, однако бартон-приабонский морской бассейн был гораздо мелководнее, а его сообщение с Пери-Тетисом было затрудненным и периодически прерывающимся. Море окончательно покинуло территорию Западной Сибири до конца эоцена, не позднее 35.1 млн. лет назад.

Глава 5. Эоценовые диноцисты восточного Пери-Тетиса

В настоящей главе будут рассмотрены результаты изучения эоценовых диноцист из ряда разрезов Альпийской складчатой области (Предкавказье и Ереванский бассейн), Скифской плиты (Крым), Восточно-Европейской платформы (Днепровско-Донецкая впадина, Прикаспийская впадина), Туранской плиты (Устюрт и Приаралье) (Рис. 5.1-5.3).

5.1. Прикаспийская впадина, Устюрт, Приаралье

Прикаспийская впадина занимает юго-восточную краевую часть древней Восточно-Европейской платформы. Отложения палеогена в Прикаспийской впадине распространены довольно широко: они прослеживаются на ее западной, южной и восточной окраинах, а также выполняют многие ее межкупольные депрессии и компенсационные мульды; в западной части Прикаспийской низменности, в пределах междуречья Урала и Волги, они распространены на пространствах, разделяющих соляные купола.

Изучение Прикаспийской впадины началось с обнаженных районов Общего Сырта в самом начале XX-го века и связано с именами С. Неуструева, А.Д. Архангельского, а после Великой Отечественной войны С.А. Жутеева, В.И. Яркина, В.Л. Яхимовича, П.А. Мчедлишвили, А.Г. Шлезингера и многих других специалистов (Геология СССР, 1970, Т.21; Стратиграфия СССР..., 1975).

По типу палеоцен-эоценовых отложений в Прикаспийской впадине выделяются Южно-Эмбенская, Эмбенско-Сагизская, Юго-Восточная, Хобдинско-Сагизская и Северная зоны (Стратиграфия СССР..., 1975).

Устюрт, Северное Приаралье, Тургай – этот регион занимает северо-восточную часть Туранской плиты. Он граничит на северо-западе с Прикаспийской впадиной и южным окончанием Урала, на севере – с Кустанайской седловиной. В палеогеновое время на территории региона располагалась восточная окраина эпиконтинентального бассейна и юго-западная часть Центрально-Азиатского материка, что и определило специфику эоценовых отложений. Палеогеновые отложения формировались в типично платформенных условиях, они характеризуются сравнительно небольшой общей мощностью (сотни метров), субгоризонтальным залеганием, мелководно-морским, прибрежно-морским и континентальным генезисами. Наиболее представительные разрезы обнажены на поверхности в чинках Устюрта, в Северном Приаралье и Южном Тургае.

Первые сведения о палеогеновых отложениях Устюрта появились в результате работ Н. И. Андрусова и М. В. Баярунаса в конце XIX-начале XX вв. на Мангышлаке и Западном чинке плато Устюрт. В дальнейшем обнажения пород палеогена в чинках Устюрта изучались и описывались многими исследователями в 30-ых годах, а затем в 50-60-ые годы XX-го века, прежде всего О.С. Вяловым, А.Л. Яншиным, Н.К. Овечкиным, а также В.А. Вахрамеевым, Н.Ф. Кузнецовой, И.А. Коробковым, Р.Г. Гарецким и многими другими (Геология СССР, 1970, Т.21).

Морские палеогеновые отложения широко развиты в Северном Приаралье. Они с размывом залегают на различных горизонтах верхнего и нижнего мела, а близ Мугоджар — иногда прямо на породах палеозоя, и отсутствуют лишь в местах выхода на поверхность пород мела в сводах крупных поднятий. Впервые сведения о присутствии в Северном Приаралье отложений морского палеогена опубликованы в 1826 г. Х. И. Пандером, а затем в начале XX-го века в работах А. Г. Абиха, Г. А. Траутшольда, А. Кенена, Э. И. Эйхвальда, Л. С. Берга и др. (Яншин, 1953). После 1917 г. исследования в регионе проводились еще более широко и были продолжены после войны В.А. Вахрамеевым, Л.Н. Формозовой, П.А. Мчедлишвили и др. В 1953 г. вышла монография А.Л. Яншина «Геология Северного Приаралья», в которой впервые была предложена первая наиболее полная и четкая стратиграфическая схема палеогеновых отложений Северного Приаралья и Примугоджарья, и которая на долгие десятилетия легла в основу последующих работ. В этой основополагающей работе А.Л. Яншин подразделил морской палеоген на три свиты (снизу вверх): тасаранскую, саксаульскую и чеганскую. После выхода в свет монографии А. Л. Яншина было опубликовано много работ, уточнявших стратиграфию морских палеогеновых отложений региона, прежде всего это публикации Н.К. Овечкина, Е.Д. Е.П. Бойцова, М.Е. Воскобойникова, Р.Х. Липман, Г.И. Немкова и многих других (Стратиграфия СССР..., 1975).

Говоря об истории палинологических исследований Прикаспия, Приаралья и Устюрта, здесь можно отметить целую плеяду советских палинологов, особенно активно изучавших эти регионы в 70-ые и 80-ые годы XX-го века: К.Е. Аристову, Е.П. Бойцову, С.М. Бляхову, Э.С. Олейник, Г.Г. Кургалимову, О.Н. Жежель, Т.А. Кузнецову, Л.А. Панову, Н.Г. Шарафутдинову, Т.С. Слободкину и т.д.

Первые находки диноцист в регионе были сделаны Р.Я. Абузьяровой (1962) в ряде скважин Северного Приаралья и Северного Устюрта, а также в ряде обнажений и скважин в районах балки Ащайрык, горы Терменбес, Сырдарьинской впадины, разреза Актумсык в Казахстане. Более детальные исследования диноцист в дальнейшем были связаны с именами К.Е. Аристовой (1971б, 1972, 1973), Н.Г. Шарафутдиновой (1981), А.С. Андреевой-Григорович (1991).

В дальнейшем изучение диноцист в этом регионе продолжили Н.И. Запорожец и О.Н. Васильева. Так, Н.И. Запорожец изучены диноцисты и континентальные палиноморфы из

стратотипов чеганской и ащеайрыкской свит (верхний эоцен-олигоцен) в овраге Ащеайрык и в долине р. Чеган у горы Санда, плато Шаграй (Северный Устюрт, Ахметьев, Запорожец, 1992б; Крашенинников и др., 1998), а также в Северо-западном Приаралье (скважина 3006) (Запорожец, 1991). Согласно данным Н.И. Запорожец, возраст комплексов из саксаульской свиты – средний эоцен, чеганской – поздний эоцен, ащеайрыкской – олигоцен.

О.Н. Васильевой, в свою очередь, изучались диноцисты из Восточного Прикаспия (скв. СП-1; Васильева, 2013б), Северного Прикаспия (Новоузненская скважина; Васильева, Мусатов, 2010), Южного Тургая (Васильева, 2014а), Северного Приаралья и Устюрта (Васильева, 1994, 2014б). Отметим, что для Южного Тургая О.Н. Васильева (2014а) указывает отличный от мнения других специалистов ипрский возраст саксаульской свиты и лютет-бартонский – для чеганской свиты. В Северном Приаралье и Устюрте ею изучены диноцисты в ряде скважин, расположенных в Челкарской впадине и охватывающих район урочища Ащеайрык, подножия Северного Чинка Устюрта, на юго-западе впадины, до района слияния рек Иргиз и Тургай на северо-востоке. Согласно ее данным, возраст тасаранской свиты – ипр-начало лютета, саксаульской – конец ипра-часть лютета, чеганской свиты – бартон-приабон.

5.1.1. Северное Приаралье

Автором настоящей работы в предыдущие годы были изучены диноцисты из отложений тасаранской, саксаульской и чеганской свит из двух разрезов в Северном Приаралье: Тас-Аран и Сары-Оба. Подробно результаты этих исследований были даны в кандидатской диссертации, поэтому ниже приводится только краткая стратиграфическая информация.

Разрез Тас-Аран (гора Тас-Аран) находится между двумя ж/д станциями Диглан и Тургуз, это обнажение представляет собой стратотип тасаранской свиты, установленной А.Л. Яншиным (1953), общая мощность свиты – 45 м. Для палинологического анализа здесь были взяты 45 проб, однако, к сожалению, вся верхняя половина разреза не содержала палиноморф.

Нижняя часть тасаранской свиты представлена в основании (1 м) фосфоритами с фосфоритизированной фауной, а выше по разрезу снизу вверх последовательно идут светло-коричневые глины (5 м); чередующиеся алевроиты и пески (5 м); кремнистые глины (3 м); чередующиеся глины и пески (1 м); кварц-глауконитовые пески с линзами глин (3 м); выше – порядка 17 м чередования глин и алевролитов, верхи – около метра чередующихся глин и песчаника.

Палинокомплекс из тасаранской свиты в разрезе Тас-Аран отличается безусловным доминированием континентальных палиноморф: до 82%, акритархи составляют до 15%.

В основании свиты (~3 м) выявлены таксоны диноцист только широкого стратиграфического распространения. Выше по разрезу в комплексе отмечены виды *Areosphaeridium diktyoplokum*, *Wetziella ovalis*, *Rhombodinium pentagonum*, *Vallodinium? echinosuturatum*, что позволяет датировать проанализированную часть тасаранской свиты ранним лютетом (интервал зоны *Costacysta bucina*).

Разрез Сары-Оба находится рядом с ж/д станцией Саксаульская, где А.Л. Яншин установил стратотип саксаульской свиты. Разрез представлен отложениями саксаульской (5 м, темно-серые глины, сменяющиеся алевритами) и чеганской (40 м) свитами. Чеганская свита в основании представлена алевритами, которые выше сменяются зеленовато-серыми глинами, а затем мергелями и известковыми глинами с прослоями карбонатных конкреций.

Палинологический комплекс из саксаульской свиты характеризуется абсолютным доминированием акритарх *Paucilibimorpha* spp. и пыльцы наземных растений (в основном покрытосеменных), отмечается присутствие спор водного папоротника *Hydropteris indutus* (азолловые). В диноцистовом комплексе отмечено присутствие стратиграфически важного вида *Rhombodinium draco*, что позволяет сопоставить этот интервал саксаульской свиты с интервалом зоны *Rhombodinium draco* и, соответственно, датировать отложения бартоном.

Граница между саксаульской и чеганской свитами (высота 5 м в разрезе) фиксируется фосфоритовым горизонтом и характеризуется крайне бедным составом микрофоссилий, здесь найдены немногочисленные акритархи *Paucilibimorpha* spp. и пыльца покрытосеменных.

В низах чеганской свиты (~12 м мощности, глины) выявлен палинологический комплекс, в котором доминируют акритархи *Paucilibimorpha* spp. и диноцисты *Deflandrea phosphoritica*, присутствует разнообразная пыльца покрытосеменных, есть пыльца хвойных, также по-прежнему отмечается присутствие водного папоротника *Hydropteris indutus*. В диноцистовом комплексе отмечаются *Rhombodinium draco*, *Petalodinium rhomboideum*, *Enneadocysta pectiniformis*, *Wetziella articulata*. Низы чеганской свиты, таким образом, также можно отнести к интервалу зоны *Rh. draco* и датировать бартоном.

Следующие 9 метров чеганской свиты (известковистые глины с прослоями карбонатных конкреций) характеризуются крайне бедным составом микрофоссилий. Здесь существенно доминируют акритархи *Paucilibimorpha* spp., есть празиофиты, среди диноцист наиболее заметны *Deflandrea phosphoritica*. В этом интервале отмечается появление стратиграфически важного вида *Rhombodinium porosum*, что позволяет сопоставить эту часть чеганской свиты с интервалом западноевропейской зоны *Rh. porosum* и датировать отложения верхами бартона.

Верхи чеганской свиты в разрезе Сары-Оба характеризуются палинологическим комплексом, по-прежнему представленным, в основном, акритархами *Paucilibimorpha* spp. и достаточно

существенным количеством пыльцы. Внутри диноцистовой ассоциации доминируют *Deflandrea phosphoritica* и *Palaeocystodinium golzowense*; в этом интервале отмечается появление стратиграфически важных приабонских видов *Talladinium? angulosum* (вид-индекс приабонской зоны Парижского бассейна и юга бывшего СССР; Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Андреева-Григорович, 1991), *Rhombodinium longimanum*, *Rhombodinium spinula*.

Что касается условий осадконакопления саксаульской и чеганской свит на изученном участке Северного Приаралья, то, скорее всего, в течение бартона-приабона здесь существовали достаточно мелководные обстановки с постоянным привносом пресной воды с суши (из устьев рек), которые были благоприятны для существования акритарх и гетеротрофных динофлагеллат, толерантных к пониженной солености воды.

5.1.2. Северный Устюрт: разрез Актулагай (Казахстан)

Группа обнажений (в виде возвышенностей) Актулагай (47°32'31.47"N, 55°09'13.75"E) расположена в Западном Казахстане, к востоку от Каспийского и к юго-западу от Аральского морей, в 150 км северо-восточнее города Кулсары и в 35 км к северу от реки Эмба и представляет собой изолированный останец на Устюртском плато.

Разрез Актулагай был обнаружен В.И. Железко в 1967-ом году, однако первое опубликованное описание появилось позднее, в работе Беньямовского и др. (1990), где авторы разделили нижнеэоценовые отложения на две новые свиты: алашенскую и толагайсорскую. Железко и Козлов (1999) позднее дали более детальное описание разреза. Новое детальное описание Актулагая с отбором образцов было сделано в 2000-2003 гг. английскими палеонтологами К. Кингом и Д. Вордом (King et al., 2013).

Согласно Найдину и Беньямовскому (2006), маастрихтские известняки обнажаются на нижних склонах возвышенностей и на их западном крае. Согласно King et al. (2013), маломощная и ограниченная в распространении пачка палеоценовых мелоподобных известняков (верхи наннопланктонной зоны NP8) обнажается между эоценовыми и маастрихтскими отложениями в нескольких сотнях метров к востоку от разреза Актулагай. В рассматриваемой в настоящей работе части обнажений нижнеэоценовые отложения перекрывают маастрихтские известняки. В свою очередь, эоценовые отложения подстилают сарматские отложения.

Согласно King et al. (2013), эоценовая часть разреза Актулагай разделяется на 4 основные литостратиграфические пачки, отделяющиеся друг от друга четкими границами (пачки А, В, С и D). Детальное литостратиграфическое описание разреза дано в статье King et al. (2013), ниже приводится краткое описание (снизу вверх):

Пачка А (относительно однородные, светло-серые до серо-зеленых мергели и известковые глины):

Толща А1 (0-0.20 м): очень маломощная и отчетливо выделяющаяся толща, представленная серо-зеленой глиной.

Толща А2 (0.20-10.80 м): основание толщи А2 отмечено резким переходом к известковым глинам с дисперсными мелкими фосфатными зёрнами. Толща А2, в основном, сложена известковыми и мергелистыми глинами. Внутри толщи выявлено 13 поверхностей пропуска.

Толща А3 (10.80-13.45 м): в основном мергели.

Пачка В (гетерогенная по составу, с 4 переслаивающимися разностями: светло-серые мергелистые глины/мергели, массивные светлые серо-коричневые глины, коричневые «сланцеватые» безыизвестковые глины и черные сапропелитовые глины):

Толща В1 (13.45-16.22 м): в основном светлые серо-коричневые глины, слабо известковистые до безыизвестковых, с 4 тонкими сапропелевыми прослоями с большим содержанием аморфного органического вещества.

Толща В2 (16.22-23.57 м): в основном переслаивающиеся светло-серые мергелистые глины и «сланцеватые» безыизвестковые прослои серых глин. Основание пачки В2 представляет собой ярко выраженную поверхность пропуска, здесь сконцентрированы фосфатные копролиты и останки рыб. Внутри мергелистых глин выявлено 4 сапропелитовых прослоя.

Пачка С (серые алевритистые глины и суглинки):

Толща С1 (23.57-27.25 м): песчанистые суглинки; много тонких линзовидных прослоев очень тонкозернистого глинистого песка.

Толща С2 (27.25-56.20 м): базальная часть представлена суглинками (с большим количеством фораминифер и мелких моллюсков), переходящими в песчаные глины и суглинки с очень тонкими прослоями песка. В некоторых образцах наблюдается очень тонкозернистый глауконит.

Пачка D

В опробованном обнажении представлены лишь 3 метра Пачки D, в 1 км к северу от основного плато Актулагай эта пачка представлена бóльшей мощностью. Основание пачки четко выражено и представляет собой несогласие.

Толща D1 (56.2-56.45 м): песчано-глинистый суглинок с обильной фосфатной песчаной галькой и зубами акул.

Толща D2 (56.45-78.0 м): однородные темно-серые безыизвестковые алевритистые глины.

Основываясь на детальном изучении разреза Актулагай, К. Кинг с соавторами (King, Iakovleva, Heilmann-Clausen, Steurbaut, Word, 2013) пришли к выводу, что предыдущее разделение

эоценовой части разреза на алашенскую и толагайсорскую свиты, сделанное Беньямовским с соавторами (1990), требует некоторых модификаций. Так, алашенская свита подразделялась Беньямовским и др. (1990) на пачки 1 и 2. Согласно Кингу и др. (2013), пачка 1 соответствует пачке А, пачка 2 – нижним 2 м пачки В; перекрывающая толагайсорская свита соответствует большей части пачки В и пачке С. Соответственно, толагайсорская свита в понимании Беньямовского и др. (1990) включает в себя две достаточно отличные литологические разности. Беньямовский и др. (1990) разделили толагайсорскую свиту на 4 литологические части, однако К. Кинг и Д. Ворд, опробуя и описывая разрез Актулагай в 2000-2003 гг., не смогли выявить эти части. Скорее всего, самая верхняя пачка 4 из работы Беньямовского и др. (1990), описанная как зеленая известковистая глина с бентосными и планктонными фораминиферами, может соответствовать пачке С. В результате проведенных наблюдений, Кинг и др. (2013) предложили: (1) несколько модифицированное (согласно Железко и Козлову, 1999) определение алашенской свиты, соответствующей пачке А: относительно однородные серые известковые глины и мергели; (2) установление и определение новой актулагайской свиты, соответствующей пачке В, и переопределение толагайсорской свиты, соответствующей пачке С. Судя по всему, Беньямовский и др. (1990) не выявили пачку D и посчитали ее частью сарматских отложений. Железко и Козлов (1999) выявили 7-метровую толщу глин выше толагайсорской свиты (вместе со слоем фосфоритовой гальки в ее основании), которая как раз и соответствует пачке D. В качестве предположения пачка D была отнесена Кингом и др. (2013) к сангрыкской свите.

Следует отметить, что уже после опубликования статьи King et al. (2013) выяснилось, что название актулагайской свиты не валидно, а было использовано ранее для свиты сеноманского возраста (Колтыпин, 1957). Исходя из этого, Барабошкин и др. (2015) пересмотрели объем алашенской и актулагайской свит на основании т.н. ревизии комплекса лито-, био- и магнитостратиграфических данных, в результате чего упразднили актулагайскую свиту и включили ее отложения в алашенскую свиту. Основываясь на том, что в работе Барабошкина и др. (2015) не приводится какой-либо серьезной дискуссии с привлечением литологических аргументов в пользу упразднения актулагайской свиты, а также учитывая невалидность названия новой свиты из работы King et al. (2013), предлагается сохранить установление новой свиты в версии К. Кинга и Д. Ворда под новым названием: кулсаринская свита (по названию ближайшего населенного пункта – г. Кулсары).

Материалом для комплексного микропалеонтологического исследования послужили 39 образцов, основные результаты изучения диноцист, известкового наннопланктона, фораминифер и зубов акул приведены в работе King et al. (2013). В рамках палинологического анализа 24

образца были изучены количественно, а 15 дополнительных образцов изучались только качественно (присутствие/отсутствие ключевых таксонов). Комплексы палиноморф из разреза Актулагай представлены почти исключительно диноцистами с редкими акритархами, прازیнофитами и двухмешковой пылью хвойных.

В целом, почти все изученные палинологические образцы выявили богатые диноцистовые комплексы, в которых было идентифицировано порядка 190 таксонов широкого географического распространения. Основные диноцистовые результаты показаны на Рис. 5.5-5.7.

Диноцистовые комплексы из алашенской и кулсаринской свит (толща В1) характеризуются доминированием или, как минимум, существенным присутствием группы *Spiniferites*. В верхней части кулсаринской свиты (толща В2) выявлены комплексы с существенным присутствием ветзелиеллоидных, дефландроидных, группы *Homotryblum* и *Thalassiphora pelagica*. Пик (25%) *Impagidinium* sp. A sensu Iakovleva & Heilmann-Clausen (2010) отмечен в единичном образце внутри толщи В2. Толагайсорская свита (пачка С) охарактеризована, в свою очередь, экстремальным акме (до 96%) вида *Eatonicysta ursulae*. Верхняя часть толагайсорской свиты при этом выявила существенное присутствие дефландроидных, *Cleistosphaeridium diversispinosum* и *Spiniferites*-группы.

Алашенская свита

Диноцистовый комплекс из двух образцов 20-сантиметровой толщи А1 (низы алашенской свиты) – относительно разнообразен, здесь преобладает группа *Spiniferites*, в существенном количестве присутствуют таксоны широкого стратиграфического распространения *Oligosphaeridium complex*, *Thalassiphora delicata* и *Lanternosphaeridium lanosum*; при этом вид *Deflandrea oebisfeldensis* представлен в достаточном количестве, а виды *Hystrichosphaeridium tubiferum* и *Glaphrocysta ordinata* редки. Этот комплекс схож с комплексом зоны акме D. *oebisfeldensis* в бассейне Северного моря (Heilmann-Clausen, 1988). Согласно наннопланктонным данным Э. Стербо (King et al., 2013), стратиграфический интервал толщи А1 соответствует интервалу подзоны NP10b. Основываясь на этой калибровке, диноцистовый комплекс из толщи А1 может быть сопоставлен с интервалом зоны D. *oebisfeldensis*.

Комплекс диноцист из нижней и средней части толщи А2 богат и таксономически разнообразен; он характеризуется целым рядом важных диноцистовых событий. Так, в основании толщи А2 отмечается первое появление в разрезе стратиграфически важных видов *Dracodinium simile*, *Achilleodinium biformoides*, *Hystrichostrogylon holohymenium*, *Stenodinium meckelfeldense*, *Axiodinium lunare* и *Dracodinium samlandicum*. Первое появление *Dr. simile* (~0.65 м), которое определяет основание зоны Dr. simile, совпадает в разрезе Актулагай с первым появлением наннопланктона *Tribrachiatus orthostylus* и отмечено в разрезе чуть ниже первого

появления наннопланктона *Imperiater obscurus* и последнего появления наннопланктона *Discoaster multiradiatus*. Последнее появление вида *Alisocysta* sp. 2 sensu Heilmann-Clausen (1985) совпадает здесь с первыми появлениями наннопланктонных *Chiphragmalithus calathus* (основание середины зоны NP11) и *Discoaster pacificus*. Диноцистовые виды *Cl. diversispinosum*, *Deflandrea phosphoritica* и *Turbiosphaera galatea* появляются в Актулагае внутри интервала зоны *Dr. simile*.

В разрезе Актулагай первое появление *Dr. simile* отмечается в середине интервала зоны NP11, ниже первых отмеченных здесь появлений видов *S. meckelfeldense* и *Ax. lunare*, что указывает на наличие важного перерыва в основании толщи A2, соответствующего интервалу диноцистовых зон *Dracodinium astra* и *S. meckelfeldense*. Согласно King et al. (2013), наннопланктонные данные также указывают на перерыв в осконакоплении, соответствующий интервалу верхов зоны NP10.

Первое появление вида *Eatonicysta ursulae* на уровне ~4.6 м определяет основание зоны *E. ursulae* (средняя часть зоны NP11) и выявлено на ~1.2 м выше первых появлений наннопланктонных *Ch. calathus* и *D. pacificus*. Интервал зоны *E. ursulae* в пачке A2 характеризуется первыми появлениями стратиграфически важных видов *aff. Heseltonia heslertonensis*, *Cannosphaeropsis utinensis*, *Cleistosphaeridium polypetellum*, *Diphyes ficusoides* и *Homotryblium abbreviatum*.

Первые появления видов *Dracodinium varielongitudum*, *Petalodinium laticinctum* и *Axiodinium prearticulatum* выявлены в разрезе на высоте 6.89 м в середине толщи A2. Первое появление *Dr. varielongitudum* определяет основание одноименной зоны и в разрезе Актулагай очень близко к основанию наннопланктонной зоны NP12 (~2.0 м ниже первого появления *D. lodoensis* и последнего появления *Ellipsolithus macellus*).

Первые появления видов *Petalodinium robertknoxii* и *Diphyes pseudoficusoides* совпадают с первым появлением наннопланктона *D. lodoensis*; они находятся ровно между последними появлениями *E. macellus* и *Neochiastozygus rosenkrantzii* и чуть ниже первого массового появления *D. lodoensis*. Первое появление стратиграфически важного *Rhadinodinium glabrum* выявлено на уровне ~11.9 м внутри толщи A3, ~1 м выше первого массового появления *D. lodoensis*.

Первое появление *Charlesdowniea coleothrypta*, определяющее основание одноименной зоны, выявлено на 13.25 м в верхах толщи A3, 0.15 м ниже основания толщи B1. Первое появление *Ch. coleothrypta* в разрезе Актулагай отмечается внутри срединной части интервала наннопланктонной зоны NP12, чуть выше первых появлений *Micrantholithus mirabilis* и *Chiphragmalithus barbatus* и совпадает с последним появлением *Pontosphaera exilis*.

Ранообразии диноцист в толщах В1 и В2 очень высоко; целый ряд важных диноцистовых событий выявлен внутри кулсаринской свиты.

Первые появления видов *Corrudinium incompositum* и *Diphyes brevispinum* отмечены в основании толщи В1 и совпадают с первым появлением наннопланктона *Lophodolithus reniformis*.

Первые появления стратиграфически важных *Rhadinodinium politum* и *Petalodinium condylos* выявлены на высоте 14.7 м и очень близки к первому появлению наннопланктона *Helicosphaera seminulum* (14.45 м). Последнее появление (15.5 м) вида *Apectodinium quinquelatum* отмечается в разрезе чуть ниже последнего появления наннопланктона *Microcantholithus mirabilis*.

Первые появления *Ochetodinium romanum* и *Samlandia chlamydophora* выявлены приблизительно в основании толщи В2 на высоте 16.27 м, в то время как первые появления *Piladinium columna* и *Thalassiphora dominiquei* установлены на высоте 17.0 м. Первое появление *Och. romanum* определяет основание зоны *Och. romanum* в Бельгии (De Coninck, 1991) и зоны *Och. romanum/S. chlamydophora* Западной Сибири (Глава 4). В Западной Сибири и Дании (Heilmann-Clausen, устное сообщение) виды *Och. romanum*, *P. columna* и *S. chlamydophora* появляются последовательно. Одновременное появление *Och. romanum* и *S. chlamydophora* в Актулагае может указывать на существенный хиатус в основании толщи В2, который так же подтверждается данными по наннопланктону (King et al., 2013).

Первое появление стратиграфически важного *Areosphaeridium diktyoplokum*, которое определяет основание одноименной зоны в Германии, Дании (Heilmann-Clausen, 1988; Heilmann-Clausen, Costa, 1989) и Западной Сибири (Глава 4), выявлено в Актулагае на уровне 17.95 м, вблизи границы NP12/NP13, определяемой по последнему появлению *T. orthostylus* (18.05 м).

Первое появление *Areosphaeridium michoudii* отмечено на уровне 19.25 м, чуть выше первого появления наннопланктона *Discoaster praebifax* (18.95 м). Наконец, первые появления *Hystrichosphaeropsis* cf. *costae* и *Dracodinium coronatum*, а также последнее появление *Apectodinium homomorphum* установлены в верхах толщи В2 (рядом с кровлей, на уровне 23.5 м) и совпадают в Актулагае с первым появлением наннопланктона *Helicosphaera lophota*.

Толагайсорская свита

Основание толщи С1 (23.8 м) отмечено началом экстремального доминирования (акме) вида *Eatonicysta ursulae*. Первые появления видов *Dracodinium?* *brevicornutum* и *Deflandrea truncata* выявлены в кровле пачки С1 (26.9 м), чуть-чуть выше первого появления наннопланктона *Chiphragmalithus acanthodes* и *Nannotetrina spinosa*, и совпадают с первыми появлениями *Lanternithus minutus* и *Reticulofenestra* aff. *umbilica*.

Первые появления видов *Dracodinium eocaenicum*, *Areoligera tauloma* и *Rhombodinium pentagonum* отмечены в самом верхнем образце из толщи С1 (55.5 м), на ~4 м выше первых

появлений наннопланктонных *Discoaster subloboensis* и *Nannotetrina cristata*, которые определяют основание зоны NP14 (King et al., 2013). Первое появление *Dr. eocaenicum* определяет основание одноименной зоны.

Пачка D (?Сангрыкская свита)

Только один количественно представительный палинологический образец был получен из основания бескарбонатной пачки D. Диноцистовый комплекс здесь охарактеризован присутствием стратиграфически важных видов *Enneadocysta arcuata*, *Rhombodinium draco*, *Wetzeliella ovalis* и *Vallodinium? echinosuturatum*. Совместное присутствие этих таксонов указывает на позднелютетский или бартонский возраст отложений. Между пачками C и D, таким образом, фиксируется существенный стратиграфический перерыв, соответствующий как минимум бóльшей части лютета.

Интерпретации палео-обстановок

Региональный контекст разреза Актулагай, а также палеогеографические реконструкции указывают на преимущественно средне- и внешнеритические обстановки, при этом ближайшая суша находилась приблизительно в 200 км к востоку/северо-востоку от Актулагая (King et al., 2013). Комплекс палиноморф в разрезе характеризуется доминированием диноцист, редкими акритархами и прازیнофитами, и единичной двухмешковой пылью хвойных.

Основываясь на авторских данных изучения ассоциаций диноцист, а также результатах изучения коллегами фораминифер и наннопланктона, и учитывая имеющиеся данные седиментологического анализа, ниже предлагается сиквент-стратиграфическая модель для эоценовой части разреза Актулагай. Следует отметить, что лишь выявление крупных экологических изменений возможно для средне-внешнеритических обстановок разреза Актулагай (King et al., 2013):

Алашенская свита

Толща A1

Этот короткий интервал характеризуется комплексом диноцист с доминированием группы *Spiniferites*. Высокое соотношение бентосных и низкое планктонных фораминифер в этой части разреза могут указывать на более глубокие (хотя и ограниченные) обстановки по сравнению с перекрывающими их отложениями.

Толща A2

Стратиграфический перерыв между толщами A1 и A2, а также наличие фосфатной гальки в основании толщи A2 указывают на т.н. границу сиквенций (SB). Высокие пропорции группы *Areoligera* в основании толщи A2 могут быть проинтерпретированы как отражение т.н. высокоэнергетических обстановок, возникающих в начале трансгрессивного цикла. Постепенное

уменьшение количества *Areoligera* и увеличение содержания группы *Spiniferites* свидетельствуют о постепенном углублении этого участка бассейна. Т.н. поверхность максимального затопления (MFS) предположительно установлена на уровне 6.15 м разреза, что основывается на максимальном процентном содержании группы *Spiniferites*, а также подтверждается постепенным сокращением планктонных фораминифер выше уровня 7 м в разрезе. Основываясь на комплексных литологических и микропалеонтологических данных, нижняя часть толщи А2 рассматривается как часть трансгрессивной фазы (TST). Согласно Deprez et al. (2015), данные изучения фораминифер указывают на развитие внешних неритических обстановок (100-200 м) во время формирования этой части алашенской свиты.

Верхняя часть толщи А2 и толща А3 характеризуются относительным сокращением (хотя и при остающемся доминировании) группы *Spiniferites* и едва заметным увеличением в содержании перидиниоидных групп ветзелиеллоидных и дефландроидных, а также гониаулакоидной группы *Homotryblum*. Этот интервал интерпретируется в качестве части тракта высокого стояния воды (HST).

Кулсаринская свита

Толща В1

Резкий литологический перерыв, выраженный сменой гемипелагических отложений на переслаивающиеся глины и мергелистые глины с несколькими сапропелитовыми прослоями, выявлен в основании толщи В1 и указывает на очередную границу сиквенций (SB). Первый сапропелитовый слой установлен в основании толщи В1 и характеризуется относительным увеличением количества группы *Spiniferites* (60%). Согласно Deprez et al. (2015), толща В1, содержащая бескарбонатные сапропелелевые прослои, возможно, указывает на временные условия придонной аноксии. Deprez et al. (2015) отмечают, что «периоды недостатка кислорода и отложения богатых органикой слоев часто совпадают с трансгрессивными обстановками». Это утверждение согласуется с увеличением количества группы *Spiniferites* в основании толщи В1 (первый сапропелитовый слой).

На более высоких уровнях толщи В1 диноцисты демонстрируют сокращение группы *Spiniferites* и относительное увеличение количества ветзелиеллоидных, дефландроидных, групп *Homotryblum* (*Polysphaeridium zoharyi*) и *Areoligera*. Всё это, в комплексе с падением в разнообразии и количестве бентосных фораминифер, остракод и продуктивности наннопланктона, может указывать на обмеление.

Толща В2

Основание толщи В2 определяется значительной т.н. поверхностью пропуска (omission surface) с вновь появившимися карбонатными отложениями, которая соответствует

существенному перерыву (отсутствие Lowest Appearance Datums) видов *Och. romanum* и *P. columna*, ~55 тысяч лет). Эта граница интерпретируется в качестве комбинированной сиквенс-границы и трансгрессивной поверхности. Что касается диноцист, то вблизи основания толщи В2 фиксируются всплеск в количестве групп *Areoligera* и *Homotryblum*, ветзелиеллоидных и дефландроидных, а также едва заметное увеличение количества группы *Spiniferites*, что может указывать на начало трансгрессивной фазы (TST). Диноцистовый комплекс на уровне ~18.95 м характеризуется существенным (25% от комплекса) всплеском в моновидовой группе *Impagidinium* (*Impagidinium* sp. A sensu Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010). Это явление возможно объяснить привнесом *Impagidinium* из более оффшорной зоны в течение трансгрессивного импульса. В качестве альтернативного варианта, основываясь на утверждении Deprez et al. (2015), что интервал накопления толщи В2, возможно, совпадал с последней частью события ЕЕСО (Ранне-Эоценовый Климатический Оптимум, 52-50 млн. лет), *Impagidinium* sp. A мог бы быть связан с гипертермальными условиями.

Часть толщи В2 от основания до ~21.0 м интерпретируется King et al. (2013) как часть трансгрессивной фазы (TST), при этом поверхность максимального затопления (MFS) предположительно установлена на уровне 21.0 м на основании пика в относительных пропорциях планктонных фораминифер. Диноцистовый комплекс демонстрирует всплеск группы *Spiniferites* чуть ниже MFS (на ~20.25 м). Верхняя часть толщи В2 (~21.0-23.75 м) интерпретируется в качестве части тракта высокого стояния воды (HST). На уровне ~21.5 м комплекс диноцист отличается исчезновением перидиниоидных, достаточно заметным содержанием *Thalassiphora pelagica* (22%), групп *Cordosphaeridium* и *Spiniferites*. Отметим, что данные изучения фораминифер и наннопланктона (высокое %-ое содержание прибрежных таксонов) указывают на прогрессивное обмеление.

Толагайсорская свита

Пачка С

Основание пачки С характеризуется резкой литологической переменой: резкое сокращение карбонатов и присутствие значительного количества мельчайшего кварца. При этом ни поверхность перерыва, ни биостратиграфический хиатус не были выявлены в основании этой пачки. Основание пачки С может быть интерпретировано в качестве сиквенс-границы, а присутствие множества рассеянных тонких пластинок и слоев тонкозернистого песка в пачке С интерпретируется как штормогенерированные пачки, что, в свою очередь, указывает на резкое уменьшение глубины моря в сравнении с нижележащими отложениями. С точки зрения диноцист основание пачки С характеризуется экстремальным акме вида *Eatonicysta ursulae* (до 96% от комплекса). Хотя на настоящий момент экология этого вымершего таксона еще недостаточно

ясна, наличие такого практически моновидового комплекса диноцист, с учетом литологических особенностей вмещающих отложений, а также присутствие относительно мелководных остракод и фораминифер (King et al., 2013) позволяют интерпретировать толщу С1 как часть фазы низкого стояния воды (LST).

Основание пачки С2 отмечено уменьшением зернистости пород, что предположительно интерпретируется в качестве трансгрессивной поверхности. С точки зрения диноцист, толща С2 характеризуется существенным уменьшением количества *Eatonicysta ursulae* (его исчезновение в кровле пачки), существенным приростом *Cleistosphaeridium diversispinosum* (до 30% в верхней части), новым появлением ветзелиеллоидных и дефландроидных; содержание группы *Spiniferites* варьирует от 5 до 40%. Согласно King et al. (2013), на уровне выше ~40.0 м сокращение доли планктонных фораминифер свидетельствует об обмелении рассматриваемого участка моря. Учитывая присутствие песчано-размерного кварца на уровне 56.0 м (верхний образец в толще С2), верхняя часть толщи С2 может быть интерпретирована в качестве части тракта высокого стояния воды (HST).

?Сангрыкская свита (Пачка D)

Основание пачки D четко выражено и характеризуется большим количеством фосфатных песчаных галек, что указывает на сиквенс-границу. Данные изучения диноцист указывают на наличие существенного стратиграфического перерыва (возможно, бóльшая часть лютета). Единственный количественно представительный палинологический образец из основания этой пачки (~56.5 м) характеризуется достаточным количеством группы *Spiniferites* (20%) и *Enneadocysta arcuata* (15%), остальные эко-группы (*Homotryblum*, *Cleistosphaeridium*, *Cribroperidinium*) присутствуют в пределах 5-10%. Верхняя часть эоценового разреза Актулагай, таким образом, интерпретируется как часть трансгрессивной фазы (TST).

5.1.3. Южный Устюрт: разрез Актумсук (Узбекистан)

Опорный разрез Актумсук расположен в северо-западной части Узбекистана на западном побережье Аральского моря (47°85'N, 57°17'E) и известен советским геологам с середины XX века (Гарецкий и др., 1959; Стратиграфия СССР..., 1975). Палеогеновые отложения (конец танета) в этом разрезе с несогласием перекрывают кампанские породы. Актумсук является одним из ключевых разрезов Пери-Тетиса, в котором российскими специалистами были выявлены сапропелевые прослой, датируемые в настоящее время самым началом эоцена (событие ПЕТМ) (Гаврилов и Музылев, 1991, Гаврилов и др., 1997). С конца 90-ых годов прошлого века разрез

Актумсук начал изучаться российскими и зарубежными специалистами, которые в основном концентрировались на изучении нижней части палеогенового разреза, непосредственно связанной с интервалом ПЕТМ и перекрывающих его пород: здесь изучались фораминиферы, наннопланктон, проводились изотопные исследования (Bolle et al., 2000; Gavrilov et al., 2003). Известно, что в низах разреза выявлен интервал наннопланктонных зон NP9-NP14, а также зон P5-P6 по фораминиферам (Bolle et al., 2000). Информация о средне-верхнеэоценовых горизонтах разреза Актумсук дана в статьях Щербининой (Shcherbinina, 2000) и Беньямовского и др. (Beniamovski et al., 2003). Что касается диноцист, то до настоящего момента они изучались только из 5-метровой толщи в низах разреза, непосредственно связанной с интервалом, отвечающим событию ПЕТМ (1 м ниже сапропеля, 1 м сапропеля и 4 м перекрывающих мергелей) (Crouch et al., 2003).

В рамках настоящего исследования автором изучены палиноморфы из средне-верхнеэоценовой части разреза Актумсук, основой для которого послужила коллекция образцов, собранная Н.Г. Музылевым в 1987 г. Описание разреза и данные по наннопланктону получены от Н.Г. Музылева и Е.А. Щербининой. Следует отметить, что свитовое деление для разреза Актумсук не разработано и единой точки зрения на выделение местных стратонов в этом районе пока не существует, поскольку он представляет собой наиболее глубоководную часть бассейна и сильно отличается от окружающих мелководных отложений этой части восточного Пери-Тетиса.

Изученный интервал разреза представлен снизу вверх пачкой А (~70 м), сложенной чередованием дециметровых прослоев светлых зеленовато-серых известняков и мергелей с прослоями битуминозных глин в средней части; пачкой Б (~40 м) – довольно монотонной пачкой темно-серых мергелей с прослоями ржаво-бурых бентонитов в нижней части; пачкой В (~35 м), представленной светлыми мергелями.

В рамках настоящей работы было изучено 72 палинологических образца из средне-верхнеэоценовой части разреза Актумсук. Результаты изучения (стратиграфические и количественные) представлены на Рис. 5.8-5.11. В целом, почти все изученные образцы содержали количественно представительные комплексы палиноморф. Следует отметить, что в изученной части разреза наблюдаются существенные изменения как в соотношениях различных групп палиноморф, так и внутри комплексов диноцист. Так, большая часть пачки А характеризуется абсолютным (95-100%) доминированием диноцист, и лишь на отдельных уровнях в нижней части выявлены пики в содержании акритарх и пыльцы наземных растений. Пачка Б характеризуется заметным чередованием доминирования диноцист и зеленых водорослей. Наконец, пачка В, в целом, отличается доминированием диноцист, но с заметным пиком в содержании пыльцы в срединной части своего интервала.

Последовательное распределение стратиграфически важных видов диноцист, а также количественные флуктуации внутри палинологических ассоциаций позволяют выделить в разрезе Актумсук 5 диноцистовых интервалов:

Первый диноцистовый интервал выявлен в нижней части пачки А в образцах 77-50 и характеризуется присутствием (с основания толщи) видов *Membranophoridium aspinatum*, *Schematophora speciosa*, *Pentadinium goniferum*, *Areosphaeridium diktyoplokum*, а с образца 78 (~1 м выше) – появлением стратиграфически важных видов *Wetzeliella ovalis*, *Costacysta bucina*, *Vallodinium? echinosuturatum*. С точки зрения наннопланктонных данных, эта часть разреза может быть сопоставлена с интервалом 2-ой (лютетской) части зоны NP14-низам NP15/16 (Martini, 1971) и подзона CP12b-CP13a (Okada, Bukry, 1980). Вид *Costacysta bucina*, описанный из отложений Дании (верхи Lillebælt Clay Formation и низы Søvind Marl Formation; Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005), имеет лютетский интервал распространения в бассейне Северного моря и шельфа Фарерских островов (Waagstein, Heilmann-Clausen, 1995). Виды *Wetzeliella ovalis*, *Castellodinium compactum*, *Vallodinium? echinosuturatum* ранее отмечались в западноевропейских разрезах и на юге бывшего СССР с лютета (NP15) (Андреева-Григорович и др., 2011). На настоящий момент в разрезе Хеу эти виды отмечены несколько позднее Актумсука - с уровня NP15/16 (CP13b), что может быть связано с недостатком отбора образцов или неблагоприятными фаціальными условиями. Исходя из калибровок с наннопланктоном, можно предположить, что возраст нижней части пачки А в разрезе Актумсук – ранний лютет.

Палинологический комплекс нижней части пачки А характеризуется чередованием абсолютного доминирования диноцист и существенных всплесков акритарх (до 10%) и пыльцы наземных растений (до 60%) (обр. 78, 50). Внутри диноцистового комплекса в основании интервала (обр.77) наблюдается доминирование *Impagidinium* spp. (46%), заметно присутствие группы *Areoligera* (15%) и *Spiniferites ramosus* (15%). Выше по разрезу практически полностью исчезают *Impagidinium* и *Areoligera*, наблюдается пик в перидиниоидной группе дефландроидных (45%), выше по разрезу доминируют группы *Hemiplacophora/Schematophora* и *Cleistosphaeridium diversispinosum*, к концу интервала вновь появляются (до 10%) *Impagidinium*, при этом количество перидиниоидных дефландроидных и ветзелиеллоидных – порядка 30%. Можно предположить, что столь значительное количество *Impagidinium* совместно с группой *Areoligera* в основании толщи отражает собой начало существенного трансгрессивного цикла, а периодическая смена доминантов (всплески перидиниоидных, толерантных к пониженной солености воды) совместно с пиками присутствия акритарх и наземных палиноморф выше по разрезу может свидетельствовать о периодической смене обстановок, среди которых можно указать процесс затопления прибрежных участков суши в моменты высокого стояния воды,

сопровождавшегося привнесом пресной воды и питательных веществ. К концу интервала соотношения групп диноцист могут свидетельствовать о постепенной нормализации солености воды.

Второй диноцистовый интервал выявлен в образцах 48-45а по появлению стратиграфически важных видов *Enneadocysta partridgei* и *Enneadocysta pectiniformis*. В разрезах северо-западной Европы вид *E. pectiniformis* известен с бартона (Köthe, 2012), однако в разрезе Актумсук, согласно данным изучения наннопланктона, эта часть пачки А соответствует интервалу подзоны CP13b (Okada, Bukry, 1980), что позволяет датировать интервал серединой лютета.

Палинологический комплекс характеризуется здесь полным преобладанием диноцист при минимальном участии других групп палиноморф. В этой части пачки А, представленной чередованием мергелей и сапропелевидных прослоев, удалось получить количественно представительные комплексы только из половины изученных образцов. В этих образцах можно отметить полное исчезновение перидиниоидных групп, а также чередование в доминировании таких групп, как *Pentadinium* (в диапазоне от 3 до 64%), *Impagidinium* (3-30%), *Cl. diversispinosum* (0-31%), *Schematophora* (0-21%). Можно предположить, что эта часть пачки А накапливалась в условиях внешней неритической зоны, с нормальной соленостью воды, при этом моменты преобладания групп *Impagidinium* и *Pentadinium* отвечают моментам наиболее открытых морских обстановок вслед за началом трансгрессивных импульсов.

Третий диноцистовый интервал выявлен в верхней части пачки А (обр.44а-34). Внутри этого интервала появляются виды *Pentadinium favatum*, *Areoligera undulata*, *Enneadocysta robusta*, *Cordosphaeridium cantharellus*, *Hemiplacophora semilunifera*. Согласно данным изучения наннопланктона, эта часть пачки А соответствует интервалу подзоны CP13c (лютет).

Палинологический комплекс верхней части пачки А характеризуется абсолютным доминированием диноцист. Диноцистовый комплекс, в котором полностью отсутствуют перидиниоидные группы, отличается заметной сменой доминантов: низы интервала демонстрируют существенное доминирование вида *Batiacasphaera compta* (87-80%) при заметном присутствии группы *Spiniferites pseudofurcatus*, выше по разрезу сменяющееся резким увеличением *Impagidinium* spp. (29%) и группы переходных форм *Spiniferites-Impagidinium* (39%), а еще выше – существенным количеством группы *Enneadocysta*, *Cl. diversispinosum* и *Sp. pseudofurcatus*. Представляется возможным предположить существование открытых морских обстановок (внешняя неритическая зона) в течение позднего лютета в рассматриваемой части бассейна.

Четвертый диноцистовый интервал выявлен в пачке Б (обр.33а-12а), в нижней части (обр.30б) которой отмечается появление стратиграфически важного вида *Petalodinium*

rhomboideum, а в верхней части (обр.16а-14) – серии последовательных появлений видов *Rhombodinium? aidae*, *Heteraulacacysta porosa*, *Trigonopyxidia fiscellata*, *Thalassiphora gracilis*. Согласно наннопланктонным данным, интервал пачки Б соответствует интервалу подзоны СР14а (Okada, Bukry, 1980), лютет-бартон. Вид *Petalodinium rhomboideum* известен из бартонских отложений Западной Европы (De Coninck, 1995). В бассейне Норвежско-Гренландского морей (Eldrett et al., 2004) *Petalodinium rhomboideum* отмечается с интервала магнитохрона С18n. В разрезе Хеу этот вид выявлен внутри зоны *Rhombodinium draco*, в интервале наннопланктонной подзоны СР14а. Исходя из калибровок с наннопланктоном, возраст пачки Б в разрезе Актумсук – конец лютета или начало бартона. Поскольку виды *Rhombodinium? aidae* и *Heteraulacacysta porosa* в разрезе Актумсук выявлены позже *Petalodinium rhomboideum*, можно сделать предположение о неполноте этой части разреза.

Палинологический комплекс внутри пачки Б существенно отличается от подстилающих и перекрывающих отложений: здесь наблюдается заметное чередование в доминировании диноцист и прازیнофитов (большой частью *Crassosphaera*, с участием *Pterospermella*); пыльца наземных растений, как и акритархи, отсутствуют в большей части пачки, появляясь только в верхах (акритархи и пыльца хвойных – не более 10%, пыльца покрытосеменных – 0-35%). Нижняя часть пачки Б характеризуется доминированием диноцист, среди которых можно отметить существенное присутствие/доминирование групп *Spiniferites pseudofurcatus* и *Spiniferites-Impagidinium*, перидиниоидные не превышают 10%, наблюдаются периодические увеличения в содержании групп *Cl. diversispinosum*, *Enneadocysta*, *B. compta*; *Impagidinium* spp. – первые проценты. Большая часть пачки отличается доминированием прازیнофитов *Crassosphaera*. В этой части диноцисты представлены большим количеством эко-групп с постоянной сменой доминантов, в наибольших количествах здесь отмечаются группы *Cl. diversispinosum*, *Enneadocysta* (до 30%), *Pentadinium* (до 47%), *Samlandia chlamydophora* (до 26%), *Achilleodinium biformoides* (до 15%), *B. compta* (до 46%), *Eisenackia* (до 28%). Согласно Williams (1998), отложения, в которых выявляются т.н. бумы (“algae bloom”) тасманитовых прازیнофитов (к ним относится *Crassosphaera*), могли формироваться в условиях литорали в моменты поступления пресной воды, что вызывало снижение солености. Как альтернативный вариант рассматриваются анаэробные обстановки осадконакопления. Чередование диноцист и прازیнофитов внутри пачки Б можно, таким образом, объяснить достаточно существенными периодическими изменениями обстановок, прежде всего флуктуациями солености поверхностных вод.

Пятый диноцистовый интервал выявлен в пачке В (обр.12-3) по присутствию в ее основании видов *Rhombodinium draco*, *Reticulosphaera actinocoronata*, *Rhombodinium perforatum*; а с уровня

образца 9 – видов *Talladinium? angulosum*, *Charlesdowniea? rotundata*, *Charlesdowniea? fasciata*, *Glaphyrocysta semitecta*, *Hystrichostrogylon coninckii*, *Thalassiphora fenestrata* и *Thalassiphora reticulata*. Согласно наннопланктонным данным, интервал пачки В соответствует интервалу зоны NP19-20 и подзоны CP15b. Самый молодой таксон в основании пачки - *Rhombodinium perforatum*, широко известный из приабонских отложений Западной Европы (его первое появление определяет основание одноименной зоны в Хэмпширском бассейне, Vujak, Mudge, 1994), Северо-Западной Европе (Köthe, 2012), штате Вирджиния в США (Edwards et al., 2010), Польше (Gedl, Leszczynski, 2005), Украине (Андреева-Григорович, 2011). Присутствие вида *Th. reticulata* в образце 9, в свою очередь, позволяет сопоставить эту часть разреза с интервалом одноименной зоны из шкалы Датского бассейна (Heilmann-Clausen, 1988) и подзоны D12a немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012). Таким образом, можно датировать пачку В в разрезе Актумсук приабоном, что предполагает наличие значительного стратиграфического перерыва порядка 3 миллионов лет между пачками Б и В.

Палинологический комплекс характеризуется, в основном, доминированием диноцист, только на уровне образца 6 отмечаются всплеск в содержании пыльцы хвойных (32%) и едва заметное увеличение доли акритарх и пыльцы покрытосеменных. Диноцистовый комплекс, в количественном отношении, значительно отличается от среднеэоценовых комплексов: здесь отмечается гораздо более заметное участие перидиниоидных (дефландроидные, до 45%), гониаулакоидные диноцисты очень разнообразны, без существенных доминантов, за исключением пика (51%) вида *Microdinium reticulatum* в обр.6, что совпадает с пиком в содержании пыльцы наземных растений. Разнообразие ассоциаций диноцист и их общее доминирование в комплексе указывают на существование открытых морских обстановок; увеличение содержания пыльцы в срединной части интервала может отражать момент привноса пресных вод с затапливаемой суши в период высокого стояния воды. Доминирование вида *Microdinium reticulatum* известно, по данным Н.И. Запорожец и А.С. Андреевой-Григорович (1998), из отложений белоглинской свиты приабонского возраста Кавказа. Данные из разреза Актумсук позволяют предположить толерантность этого вида к пониженной солености поверхностных вод.

5.1.4. Прикаспийская впадина: Утвинско-Хобдинская зона, скважина №57 (Казахстан)

Морские палеогеновые отложения Восточного Прикаспия приурочены к надсводовым грабенам, компенсационным мульдам и межкупольным депрессиям (Беньямовский и др., 1990)

и представлены терригенными, в разной степени карбонатно-кремнистыми отложениями. Начало комплексного изучения палеогеновых микрофоссилий в рассматриваемом регионе связано с исследованиями Ю.П. Никитиной и др. (1972; Никитина, Загороднюк, 1976), В.Н. Беньямовского и Г.Г. Кургалимовой (1979), З.И. Глезер и И.П. Табачниковой (1985).

В пробуренных ПГО «Запказгеология» скважинах Утвинско-Хобдинской структурно-фациальной зоны были выделены байлисайская, шолаксайская, булдуртинская и шубарсайская свиты эоценового возраста (Беньямовский и др., 1990), при этом стратотипы двух нижних свит были установлены в разрезе скв. СП-1 (урочище Байлисай), булдуртинской – в разрезе скв. 271 (пос. Булдурта), а шубарсайской свиты - в разрезе скв. 57 (Шубарсайская мульда). Первоначально из отложений этих свит были изучены известковые фораминиферы, наннопланктон, радиолярии, диатомовые, а также споры и пыльца высших растений (Беньямовский и др., 1990).

Позже, более детально и разными группами специалистов (Андреева-Григорович, 1991; Радионова, 1996, 1998; Бугрова и др., 1997; Козлова и др., 1998) изучался разрез скв. СП-1 (та же Утвинско-Хобдинская зона). Первое расчленение палеоцен-эоценовых отложений скв. СП-1 по диноцистам было осуществлено А.С. Андреевой-Григорович (1991). В последние годы О.Н. Васильевой проведено повторное изучение палиноморф из скв. СП-1 (Васильева, 2013б).

Материалом для настоящего исследования послужили 43 образца из разреза скв. 57, пробуренной в 1989 г. Каргалинской ГРЭ ПГО «Запказгеология» и расположенной в Шубарсайской мульде вблизи балки Шубарсай. Описание разреза и образцы керн предоставлены В.Н. Беньямовским (ГИН РАН). Разрез скв. 57 представлен снизу вверх отложениями шолаксайской свиты (410-345 м; ярко-зеленые плотные жирные глины, переходящие в цвета хаки с прослоями алевропесчаников); булдуртинской свиты (345-178 м; переслаивание зелено-серых жирных тонкоплитчатых слабо алевритистых глин, глинистых алевролитов, зелено-серых песков); шубарсайской свиты (178-20 м; серые глины с коричневатым оттенком).

В разрезе скв. 57 не опробована большая часть булдуртинской свиты (интервал 281-178 м), в шолаксайской и шубарсайской свитах интервалы отбора керн неравномерные и составляют от 2 до 20 м. Согласно В.Н. Беньямовскому и др. (1990) в пачке 1 шубарсайской свиты были обнаружены фораминиферы *Pseudoclavulina cf. subbotinae*, *Clavulinoides szaboi*, *Bolivinopsis turgaicus*, *Spiroplecammina vicina* (зона *Hantkenina alabamensis*), а в пачке 2 встречены радиолярии *Heliodiscus quadratus*, *H. heliasteriscus*, *Axoprumum chabakovi*, *Stylosphaerella megaxyphus*, *Lithelius aralensis* (зона *Heliodiscus quadratus*).

Параллельно с палиноморфами в разрезе скважины 57 изучались известковый наннопланктон и диатомеи (Орешкина и др., 2015). Что касается известкового наннопланктона (результаты Е.А.

Щербининой), то его находки в разрезе скв.57 оказались привязаны только к узкому интервалу в нижней части шолаксайской свиты (405-376 м) (Рис. 5.12). Существенную часть в ассоциации наннофоссилий составили холодноводные виды (*Reticulofenestra* spp. и *Chiasmoithus* spp.), при этом тепловодные дискоастеры практически отсутствовали. Это обусловило неоднозначную возрастную трактовку этого интервала по наннопланктону. Исходя из высокой относительной численности ретикулофенестрид и мелких размеров плаколитов, Е.А. Щербинина предположила, что комплекс наннопланктона относится скорее к пограничной ранне-среднеэоценовой зоне NP14, чем к ипрской зоне NP13. Дополнительным аргументом в пользу этого допущения явилось совместное присутствие *Discoaster kuepperi* и *Discoaster* cf. *nodifer*.

В целом, все изученные палинологические образцы из разреза скв. 57 характеризуются количественно представительными комплексами палиноморф, в которых выявлено более 200 таксонов диноцист, акритарх, празиофитов и континентальных палиноморф. Следует отметить, что соотношения различных групп палиноморф внутри эоценового разреза меняются существенно. Так, только в самых низах шолаксайской свиты отмечается преобладание диноцист (с резким доминированием вида *Soaniella granulata*), тогда как верхи шолаксайской и низы булдуртинской свит характеризуются обилием акритарх *Tritonites/Paucilibimorpha* spp. и *Micrhystridium* spp. Что касается шубарсайской свиты, то ее низы по-прежнему отличаются доминированием тех же групп акритарх; выше по разрезу увеличивается содержание диноцист и пыльцы наземных растений. Комплексы диноцист из эоценовых отложений скв. 57 содержат виды исключительно широко географического распространения. Внутри шолаксайской, булдуртинской и шубарсайской свит выделена последовательность из 7 диноцистовых интервалов, установленных по присутствию/появлению стратиграфически важных таксонов и/или определенным количественным характеристикам комплексов палиноморф. Результаты изучения диноцист даны на Рис. 5.13-5.15.

Шолаксайская свита и низы булдуртинской свиты:

Диноцистовый интервал 1 (глубина 405-390 м) характеризуется присутствием стратиграфически важных видов *Areosphaeridium diktyoplokum* и *Areosphaeridium michoudii* совместно с *Charlesdowniea coleothrypta*, *Piladinium columna*, *Diphyes ficusoides*, *D. pseudoficusoides*, *Rhadinodinium politum*, *Rhombodinium pentagonum*, *Wetziella articulata*, *Dracodinium coronatum* и др., а также массовым присутствием (акме) вида *Soaniella granulata*. Наличие видов *Ar. diktyoplokum* и *Ar. michoudii* позволяет сопоставить интервал 1 с зоной *Ar. diktyoplokum* из шкал Датского бассейна (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), немецкого сектора Северного моря (одноименная зона, Heilmann-Clausen, Costa, 1989; часть зоны D9, Köthe, 2012) и восточного Пери-Тетиса (Актулагай), а также части подзоны E2c в Северном море (Mudge,

Vujak, 1994) и части зоны В-2 на юге Англии (Vujak et al., 1980). В разрезе Актулагай, как отмечено выше, первое появление вида *Ar. diktyoplokum* практически совпадает с границей наннопланктонных зон NP12/NP13, а уровень первого появления *Ar. michoudii* приурочен к низам зоны NP13.

Палинологический комплекс интервала 1 характеризуется на глубине 405.0 м доминированием пыльцы покрытосеменных (50%) и большим содержанием акритарх (30%), резко сменяющимся преобладанием диноцист (90%) на глубине 400.0 м, при этом среди самих диноцист во всем интервале 1 преобладает перидиноидный вид *Soaniella granulata* (50-80%). Указанные характеристики комплекса палиноморф свидетельствуют, скорее всего, о достаточно прибрежных (лагунных) обстановках с пониженной соленостью и существенным привнесом питательных веществ с суши.

Диноцистовый интервал 2 (глубина 390-324 м) характеризуется, прежде всего, появлением стратиграфически важных видов *Dracodinium eocaenicum* и *Huysrichosphaeropsis costae*, а также появлением *Dracodinium? brevicornutum* и *Membranosphaera compressa*. Внутри интервала 2 в скв. 57 отмечаются появления *Hemiplacophora semilunifera*, *Areosphaeridium ebdonii*. Наличие вида *Dr. eocaenicum* позволяет сопоставить диноцистовый интервал 2 внутри шолаксайской свиты с зоной *Wetzeliella eocaenica* (= *Dracodinium pachydermum*) терминальноипрского возраста из Датского бассейна и Северной Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989) и Западного Казахстана (Актулагай), а также частью зоны D9b2 немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012) и зоной E4a в Северном море (Mudge, Vujak, 1994).

Палинологический комплекс внутри диноцистового интервала 2 характеризуется постепенным уменьшением содержания диноцист (от 40% до 5%) и относительным сокращением количества пыльцы покрытосеменных (30-10%) на фоне последовательного увеличения доли акритарх, чье доминирование в верхней части интервала доходит до 90%. Внутри диноцистового комплекса среди перидиноидных наблюдается постепенное сокращение количества *Soaniella granulata* (от 30 до 0%), увеличение доли дефландроидных, прежде всего *Deflandrea phosphoritica* (до 80%), ветзелиеллоидных (до 20%), а среди гониаулакоидных – периодически существенным увеличением количества группы *Spiniferites* и относительным увеличением доли групп *Homotryblum* и *Areoligera*. Можно предположить, что интервал верхней части шолаксайской и низов булдуртинской свит в пределах диноцистового интервала 2 накапливался в условиях внутреннего шельфа, в обстановках периодически изменяющейся солености (чаще пониженной) и существенного количества питательных веществ (что отражается в доминировании перидиноидных дефландроидных и ветзелиеллоидных). Значительное увеличение количества акритарх, а также относительное увеличение процентного содержания группы *Spiniferites*

позволяет предположить незначительное повышение уровня моря, что свидетельствует о незначительном трансгрессивном импульсе.

Диноцистовый интервал 3 (глубина 324-281 м) характеризуется исчезновением видов *Dr. eocaenicum*, *Hustr. costae* и *Dr.? brevicornutum*. Одновременно с этим в комплексе диноцист этой части булдуртинской свиты отсутствуют стратиграфически важные виды, характеризующие лютет. В разрезе Горрондтаксе (Gorrondatxe, Испания), являющемся теперь стратотипом границы ипра/лютета (Molina et al., 2011), комплекс диноцист верхов ипра-низов лютета, скорее всего в силу наличия пелагических фаций, к сожалению, не содержит стратиграфически важных видов диноцист. В Бельгийском бассейне (Sturbaut, 1998), а также изученных в настоящей работе разрезе Актулагай в Сагизско-Уильском районе и скважине 11 (Омская область) в Западно-Сибирском бассейне на границу ипра/лютета приходится стратиграфический перерыв, что, в достаточной степени, затрудняет установление уровня исчезновения вида *W. eocaenica*. Исходя из того, что подстилающие отложения шолаксайской свиты датируются терминальным ипром, диноцистовый интервал 3 предположительно отнесен к первой половине лютета.

Палинологический комплекс в интервале глубин 342-281 м по-прежнему характеризуется существенным доминированием акритарх (70-90%), при этом доля диноцист в верхней половине интервала увеличивается от 5-10% до 25%. В количественном отношении ассоциации диноцист отличаются здесь доминированием перидиноидных таксонов, прежде всего *Deflandrea phosphoritica*, количество группы *Spiniferites* в начале интервала снижается, а к концу интервала доходит до 25%. Указанные характеристики свидетельствуют о продолжении существования в этой части бассейна прибрежных обстановок с пониженной соленостью и достаточным привнесом питательных веществ с соседних участков суши. Четкое доминирование акритарх, а среди диноцист едва заметное постепенное увеличение содержания группы *Spiniferites* позволяют говорить о продолжении относительного трансгрессивного тренда в течение этого времени.

В интервале глубин от 281 до 178 м (булдуртинская свита) керн отсутствует, диноцисты не изучались.

Шубарсайская свита:

Диноцистовый интервал 4 (глубина 178-155 м) характеризуется присутствием стратиграфически важных видов *Enneadocysta arcuata*, *Rhombodinium draco* и *Rhombodinium spinula* на глубине 178 м. Выше по разрезу в интервале 4 отмечается появление видов *Charlesdowniea? rotundata* и *Heteraulacacysta porosa* (глубина 176 м); *Enneadocysta pectiniformis*, *Enneadocysta fenestrata* (глубина 173 м); *Petalodinium rhomboideum* и *Glaphyrocysta semitecta* (глубина 170 м) и, наконец, *Charlesdowniea? fasciata* (глубина 159 м). Вид *Rh. draco* отмечается с

верхов наннопланктонной зоны NP16 в Южной Англии (зона BAR-1 по Vujak et al. 1980, возраст по наннопланктону М.-Р. Aubry, 1983), в Северо-Западной Европе (Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005), Украине (настоящая работа). Вид *Rhombodinium spinula*, однако, наблюдается в Северо-Западной Европе, начиная с приабона (низы зон NP19/20, Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005). Присутствие *Rh. spinula* внутри интервала 4 несколько затрудняет возрастную интерпретацию низов шубарсайской свиты. Исходя из общего таксономического фона рассматриваемого интервала (преимущественно бартонские виды), интервал 4 условно отнесен к интервалу бартонской диноцистовой зоны Rh. draco.

Палинологический комплекс в интервале глубин 178-155 м характеризуется преобладанием акритарх (*Tritonites/Paucilibimorpha* spp. и *Micrhystridium* spp.) (50-80%), существенным присутствием пыльцы покрытосеменных (до 45%); диноцисты составляют от 35 до 15%. Внутри самого комплекса диноцист можно отметить существенное количество перидиноидных (дефландроидные, ветзелиеллоидные, *Phthanoperidinium*) а также присутствие (до 30%) группы *Spiniferites*. Скорее всего, накопление низов шубарсайской свиты происходило в условиях близости береговой линии, при относительном понижении солености за счет поступления пресных вод с суши, а также при наличии достаточного количества питательных веществ. Заметное присутствие группы *Spiniferites* позволяет говорить о трансгрессивном этапе развития бассейна в конце бартона.

Диноцистовый интервал 5 (глубина 155-112 м) характеризуется появлением на глубине 155 м стратиграфически важных *Rhombodinium porosum*, *Thalassiphora fenestrata*, *Talladinium? marginatum*, *Reticulosphaera actinocoronata*, *Membranophoridium aspinatum*; а с глубины 145 м – *Rhombodinium perforatum*, *Rhombodinium longimanum*, *Lentinia serrata*. Вид *Rh. perforatum* известен в бассейнах северо-западной Европы, начиная с приабона (с уровня наннопланктонной зоны NP18), а виды *R. actinocoronata* и *Rh. longimanum* – с уровня наннопланктонных зон NP19/20 (Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005). Что касается вида *Thalassiphora fenestrata*, то в большинстве регионов он фиксируется с уровня зоны NP18, за исключением самых ранних находок этого вида в опорном датском разрезе Кюсинг (Kysing) в самых верхах зоны NP17 (Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005). Общая совокупность стратиграфически важных видов диноцист в интервале 5 свидетельствует в пользу раннеприабонского возраста этой части шубарсайской свиты.

Палинологический комплекс внутри данного интервала отличается в низах резким сокращением количества акритарх, последовательным увеличением количества пыльцы хвойных и особенно покрытосеменных растений и сокращением доли диноцист. На глубине 145 м наблюдается присутствие азолловых (~5%). Выше по разрезу внутри интервала количество

акритарх вновь увеличивается, пыльца покрытосеменных достигает более 50%, количество диноцист сокращается. Ассоциации диноцист внутри интервала 5 характеризуются последовательным сокращением (от 20 до 5%) группы *Spiniferites* и увеличением доли дефландроидных (до 40%). Существенное количество перидиниоидных диноцист, а также значительное содержание пыльцы наземных растений указывают на накопление этой части шубарсайской свиты по-прежнему в прибрежной зоне с пониженной соленостью и существенным количеством питательных веществ, необходимых для перидиниоидных динофлагеллат. Интервал глубин 155-112 м предположительно отражает очередной трансгрессивный этап развития бассейна.

Диноцистовый интервал 6 (глубина 112-93 м) характеризуется появлением *Talladinium? angulosum* и *Distatodinium biffii*. Следует отметить, что достаточно долго предполагалось, что вид *Distatodinium biffii* появляется в олигоцене (Van Simaey et al., 2004). Однако, по данным изучения опорных скважин Kysing-3 и Kysing-4 из Датского бассейна его первое появление фиксируется стратиграфически гораздо ниже, в верхах Формации Søvind Marl под основанием формации Moesgaard Clay (приабон, уровень наннопланктонных зон NP19/20; Heilmann-Clausen, Van Simaey, 2005). Новые данные изучения диноцист из шубарсайской свиты подтверждают появление вида *Distatodinium biffii* в приабоне. В целом, диноцистовый интервал 6 датируется частью приабона.

Что касается комплекса палиноморф, то он характеризуется приблизительно равным содержанием диноцист и пыльцы покрытосеменных; заметно участие пыльцы хвойных, акритархи представлены в значительно меньшем (по сравнению с более низкими горизонтами разреза) количестве; зеленые водоросли составляют более 5% от общего состава. Среди самих диноцист доминируют перидиниоидные (дефландроидные, *Phthanoperidinium*, ветзелиеллоидные), заметно участие гониаулакоидных групп *Spiniferites* и *Homotryblum*, остальные эко-группы представлены в меньших количествах. Скорее всего, осадконакопление этого интервала происходило в продолжавших существовать прибрежных обстановках с поступлением питательных веществ и пониженной соленостью. Сокращение количества акритарх, относительное увеличение процентного содержания пыльцы хвойных, относительное сокращение количества представителей группы *Spiniferites*, возможно, свидетельствуют об относительно регрессивной стадии развития бассейна.

Диноцистовый интервал 7 (глубина 93-20 м) характеризуется появлением на глубине 93 м видов *Homotryblum aculeatum*, *Enneadocysta deconinckii* и *Talladinium* sp. 2 sensu Iakovleva, Heilmann-Clausen 2010; на глубине 20 м отмечено появление *Distatodinium paradoxum*. Все эти виды имеют приабонский возраст.

Палинологический комплекс в интервале глубин 93-20 м отмечен постепенной сменой соотношения диноцисты/пыльца покрытосеменных (диноцисты от 35 до 60%; пыльца покрытосеменных от 50 до 30%), при постоянном содержании акритарх на уровне 15-30%. Что касается ассоциаций диноцист, то здесь наблюдается постепенный переход доминирования от перидиниоидных дефландроидных и *Phthanoperidinium* к гониаулакоидным *Spiniferites* при относительном увеличении содержания группы *Homotryblum*. Флуктуации в содержании перидиниоидных дефландроидных и *Phthanoperidinium* (предположительно гетеротрофных динофлагеллат), возможно, связаны с некоторыми изменениями в составе питательных веществ. Смена в соотношении перидиниоидных и гониаулакоидных диноцист внутри интервала 7 может быть связана, в свою очередь, со сменой общего количества привносимых питательных веществ и, возможно, последним относительным углублением этой части бассейна перед окончательным прекращением осадконакопления в середине приабона. Относительное доминирование диноцистовой группы *Spiniferites* в верхнем интервале шубарсайской свиты может быть предварительно интерпретировано как проявление последней трансгрессивной фазы в этой части бассейна.

Исходя из проведенного микропалеонтологического анализа морских эоценовых отложений, вскрытых скв. 57, а также сравнения полученных результатов с опубликованными работами по различным фациально-структурным зонам Прикаспийской впадины и смежных с ней регионов, удалось уточнить стратиграфическое положение и особенности осадконакопления шолаксайской, буддуртинской и шубарсайской свит. Анализ глубин залегания эоценовых отложений в других фациально-структурных зонах Восточного Прикаспия показывает, что скв. 57 была пробурена в более прогнутой части Утвинско-Хобдинской зоны. Так, если в скв. СП-1 палеогеновые (датские) отложения вскрыты на глубине 235 м (Васильева, 2013б), то в скв. 57 бурение закончено на глубине 405 м в верхней части эоценовой шолаксайской свиты.

Полученные данные говорят о терминальноипрском возрасте изученного интервала шолаксайской свиты (интервал наннопланктонных зон NP13-14а; Щербинина в Орешкина и др., 2015). Стратиграфически важные виды *Areosphaeridium diktyoplokum* и *Areosphaeridium michoudii* присутствуют с основания опробованной части шолаксайской свиты. Поскольку в разрезе Актулагай (Сагизско-Уильская зона) первое появление вида *Ar. diktyoplokum* в курсалинской свите практически совпадает с границей наннопланктонных зон NP12/NP13, а уровень первого появления *Ar. michoudii* приурочен к основанию зоны NP13 (King et al., 2013); эта часть шолаксайской свиты может быть сопоставлена с курсалинской свитой позднеипрского возраста в Западном Казахстане, а также с тасаранской свитой Приаралья (Васильева, 1994; Iakovleva, 2000). Верхняя часть шолаксайской свиты в скв. 57 характеризуется появлением

стратиграфически важного вида *Dr. eocaenicum*, свидетельствующем о терминально-ипрском возрасте отложений (интервал наннопланктонной зоны NP14a), что, в свою очередь, позволяет сопоставить верхи шолаксайской свиты с толагайсорской свитой Западного Казахстана. В полном своем объеме шолаксайская свита отвечает интервалу среднего-терминального ипра. Что касается стратиграфического уровня распространения акме *Soaniella granulata* и азолловых слоев, то данные, полученные по результатам изучения скв. 57, несколько отличаются от данных О.Н. Васильевой из скв. СП-1. Согласно Васильевой (2013б), верхний интервал шолаксайской свиты (140-100 м) в скв. СП-1 содержит заметное количество *Azolla* и эндемичных видов диноцист, что говорит, вероятно, о локальном опреснении и частичной изоляции бассейна. В комплексах диноцист скв.57 ситуация иная - акме *Soaniella granulata* отмечено до глубины 400 м в низах шолаксайской свиты в интервале наннопланктонной зоны NP13, на этом же уровне встречены единичные споры *Azolla* spp. Выше по разрезу шолаксайской свиты в интервале зоны NP14a споры *Azolla* spp. не отмечены, а диноцисты вида *Soaniella granulata* присутствуют в единичном количестве. Отдельного внимания заслуживает вопрос перехода от нижнего к среднему эоцену. Известно, что в качестве глобальной точки стратотипа нижней границы лютета выбран разрез глубоководных карбонатных отложений Горрондатске (Gorrondatxe) в западных Пиренеях (Molina et al., 2011). Основание лютета проводится по первому появлению наннофоссилий *Blackites inflatus* и соответствует границе наннопланктонных подзон CP12a и CP12b внутри зоны NP14 Martini (1971). Стратотипический разрез Горрондатске представлен глубоководными мергелями и известняками – фациями, слабо охарактеризованными цистами динофлагеллат. По данным изучения палиноморф, в переходном от ипра к лютету интервале разреза Горрондатске комплексы диноцист не содержат стратиграфически важных видов ни терминального ипра, ни нижнего лютета, а представлены лишь таксонами широкого стратиграфического распространения (Molina et al., 2011). Что касается изученных на настоящий момент классических разрезов Бельгийского бассейна, а также опорного разреза Актулагай (настоящая работа), то здесь на границу ипра-лютета приходится стратиграфический перерыв, связанный с глобальным понижением уровня моря на границе раннего и среднего эоцена (Hardenbol et al., 1998), что затрудняет выявление четкого стратиграфического уровня последнего появления вида *Dracodinium eocaenicum*. Согласно недавним данным изучения диноцист, сопоставленным с результатами палеомагнитных исследований в разрезе ODP 647A в южной части Лабрадорского моря (Firth et al., 2012), первое появление *Dracodinium pachydermum* (= *Dracodinium eocaenicum*) датируется 50.0-49.2 млн. лет, тогда как его последнее появление калибруется с 46.5-46.0 млн. лет (ранний лютет). К сожалению, слабокарбонатные фации, которыми представлены верхи шолаксайской и низы булдууртинской свит (и, как следствие,

отсутствие в комплексах наннопланктонного вида *Blackites inflatus*), затрудняют решение вопроса о проведении четкой границы ипра-лютета в разрезе скв. 57. Таким образом, с учетом нерешённости (в глобальном масштабе) вопроса о стратиграфическом уровне исчезновения диноцистового вида *Dr. eosaenicum*, граница ипра-лютета проводится условно в низах булдуртинской свиты на уровне последнего появления указанного вида.

Дискуссионным остается и вопрос о возрасте булдуртинской свиты. Так, в разрезе скв. СП-1 опробование этой свиты на диноцисты не проводилось (Васильева, 2013б), а в скв. 57 микрофоссилии, из-за отсутствия керна, изучены лишь из нижней части свиты (345.0-281.0 м), которая условно отнесена к терминальному ипру-нижнему лютету. Булдуртинская свита в более прибрежных фациях скв. СП-1 и скв. 148 (Козлова и др., 1998) имеет сокращенную мощность и датируется концом среднего лютета. Не исключается и частично бартонский возраст.

Нижняя часть шубарсайской свиты охарактеризована только диноцистами и датирована началом бартона (предположительно зона *Rhombodinium draco*). Верхняя часть свиты (с глубины 155 м) отнесена к приабону. Сравнение со смежными регионами показывает, что низы шубарсайской свиты могут быть сопоставлены с верхами саксаульской свиты Приаралья, а большая часть свиты приабонского возраста - с одновозрастной чеганской свитой, широко развитой в Северном Приаралье и Устюрте (Запорожец, 1991; Васильева, 1994; Яковлева, 1998). Изучение количественных характеристик комплексов палиноморф, с учетом литологических особенностей вмещающих пород, позволяет сделать определенные выводы об особенностях морского эоценового осадконакопления в бассейне Восточного Прикаспия. Так, палинологический комплекс самых низов шолаксайской свиты в скв.57, характеризующийся исключительным акме диноцист *Soaniella granulata*, а также существенным присутствием акритарх и континентальных палиноморф, указывает на существование прибрежных обстановок лагунного типа (с ограниченным водообменом с открытой частью бассейна). Безусловное доминирование в комплексах акритарх и существенное присутствие пыльцы наземных растений в верхах шолаксайской и низах булдуртинской свит указывает на начало (или продолжение) трансгрессивного цикла развития бассейна и свидетельствуют о накоплении этой части разреза в прибрежных условиях с постоянным и существенным привносом пресных вод.

Низы шубарсайской свиты (интервал зоны *Rhombodinium draco*) также характеризуются четким доминированием акритарх и значительным присутствием пыльцы наземных растений, что указывает на существование схожих условий осадконакопления в начале шубарсайского времени (конец бартона). Существенные отличия в палинологических комплексах большей части шубарсайской свиты (переход от доминирования акритарх к доминированию пыльцы наземных растений, а затем существенное увеличение содержания цист динофлагеллат в верхах свиты)

указывают на новый трансгрессивный цикл развития бассейна в течение раннего-среднего приабона. Можно отметить, что приабонская трансгрессия носит глобальный характер, это время накопления широко развитой чеганской свиты Приаралья и Устюрта, а также тавдинской свиты Западной Сибири.

5.2. Кавказ

Палеоген Кавказской складчатой области имеет широкое развитие. В связи со сложным геотектоническим строением в различных регионах Кавказа палеогеновые разрезы имеют очень отличное друг от друга строение. Согласно «Стратиграфия СССР. Палеогеновой Система» (1975), выходы палеогена окаймляют горное сооружение Большого Кавказа; в Предкавказье палеоген вскрыт многочисленными скважинами севернее его выходов на поверхность; в Закавказье палеогеновые обнажения развиты в речных долинах; еще большее распространение палеоген имеет на Малом Кавказе, целиком слагая Аджаро-Трилетскую горную систему.

В настоящей работе будут рассмотрены отдельные разрезы, изученные автором из юго-восточной (Кабардино-Балкария, Дагестан) части Предкавказья, а также Ереванского бассейна.

5.2.1. Армения: разрез Ланджар

Армения расположена в центральной части Тавро-Кавказского сегмента Альпийской складчатой области, и включает южную часть Малого Кавказа и северную часть Армянского нагорья. Палеогеновые отложения отличаются здесь значительной пестротой фаций (включая значительную долю вулканогенных отложений), что связано со сложной блоково-складчатой структурой и тектонической активностью этого региона в палеогене.

История стратиграфического изучения палеогена Армении насчитывает уже около 100 лет (Габриелян, 1964; Саакян-Гезальян, 1957 и др.). На территории Армении изучались планктонные фораминиферы, наннопланктон и нуммулиты (Вегуни, 1978; Григорян, 1979, 1986; Крашенинников и др., 1985; Крашенинников и Птухян, 1986; Айрапетян, Закревская, 2013). Палинологические исследования палеогена Армении, в свою очередь, проводятся уже более 60 лет. Изучением континентальных палиноморф в регионе занимались такие специалисты как Я.Б. Лейе, Л.А. Панова, Е.Ю. Малигонова (Лейе Я., Лейе Ю., 1960; Лейе, 1968; Панова и др., 1984; Бугрова и др., 1988). Первые находки цист динофлагеллат из палеогеновых отложений Армении (битлиждинская и шорагбюрская толщи, эоцен–олигоцен) были сделаны Я.Б. Лейе (1968). В дальнейшем, изучением палеогенового фитопланктона на территории Армении занимались А.С. Андреева-Григорович и Н.И. Запорожец. Данные изучения диноцист из палеоцен-эоценовых

отложений разрезов Веди, Шагап, Шорагбюр и Ланджар послужили частью базы данных для создания палеогеновой зональной шкалы юга бывшего СССР А.С. Андреевой-Григорович (1991). Так, в отложениях котуцкой свиты ею были выявлены две палеоценовые зоны по диноцистам *C. cornuta* и *D. speciosa*, а в эоцен-олигоценовой части палеогеновых отложений Армении снизу вверх были установлены интервалы зон *Ch. coleothrypta* s.l. (севанская свита), *Rh. draco*/*W. articulata* (арпинская свита), *Ch. clathrata angulosa* (“песчано-глинистая” свита), *Phth. amoenum*/*W. symmetrica* (низы шорагбюрской свиты) и *W. gochtii* (шорагбюрская свита); граница эоцена–олигодена проведена в основании зоны *Phth. amoenum*.

Разрез Ланджар находится на северном склоне Урцкого хребта, сложенного палеозойскими породами, которые несогласно перекрываются эоценом. В структурном отношении он расположен на юго-восточном замыкании Шагапской синклинали, которая входит в состав Еревано-Вединского синклинория. Близость палеозойских поднятий и суши в палеогеновое время обусловили сокращенную мощность эоценовых отложений и отсутствие палеоценовых осадков.

Эоценовый разрез Ланджара начинается на правой стороне дороги Веди-Ехегнадзор и продолжается на ее левой стороне у с. Ланджар. Верхняя часть среднего эоцена, верхний эоцен и олигоцен обнажены в склонах безымянного ручья, на правом борту которого расположено с. Ланджар (39°49'39" N и 44°58'39' E). Разрез представлен снизу вверх отложениями азатекской свиты (видимая мощность 10-11 м) - светло-серыми и желтоватыми алевролитистыми мергелями с обильными планктонными фораминиферами; чиманкендской свитой (мощность около 80 м), согласно залегающей на подстилающих отложениях и сложенной в основании чередованием мергелей и нуммулитовых известняков горизонта *N. maximus* (= *N. millescaput*) мощностью 6-7 м. Основная часть свиты представлена серыми карбонатными глинами, карбонатная составляющая которых уменьшается вверх по разрезу. Самая верхняя часть глин задернована; подошву вышележащей шагапской свиты складывают песчанистые глины видимой мощностью около 1-2 м, которые по резкой границе перекрыты песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками с остатками макро- и микробентоса, а также редких планктонных фораминифер.

Краткие сведения о разрезе Ланджар в южной Армении и его фораминиферовых комплексах содержатся в работах Саакян-Гезальян (1957), Габриеляна (1964), Григорян (1979), а его детальное изучение началось в 70-х годах прошлого века и было связано с глобальной сменой руководящих групп палеогена с бентосной фауны моллюсков и нуммулитов на планктонные фораминиферы и известковый наннопланктон. В 1980-х годах в разрезе Ланджар детализировались комплексные исследования нуммулитов, наннопланктона, планктонных фораминифер, а также палиноморф

(Григорян, 1986; Крашенинников и др., 1985; Запорожец, 1989а; Андреева-Григорович, 1991; Крашенинников и др., 1998).

Известковый наннопланктон в разрезе Ланджар изучался в 1980-е годы с целью расчленения отложений по зональной шкале, ее корреляции со шкалами по планктонным фораминиферам и нуммулитидам и сопоставления с зонами международного стандарта (Крашенинников и др., 1985). Н.Г. Музылев установил наличие интервалов зон *Reticulofenestra umbilica*, *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus*, *Helicosphaera reticulata*. При этом была отмечена редкость верхнеэоценовых видов и переотложение *Discoaster barbadiensis* и *D. saipanensis* в толщах, относимых на основании изучения фораминифер к олигоцену.

Палиноморфы (пыльца и споры наземных растений, органикостенный фитопланктон) из разрезов вблизи п. Ланджар изучались Л.А. Пановой, А.С. Андреевой-Григорович и Н.И. Запорожец. Наиболее подробно результаты исследования морских и континентальных палиноморф из верхнеэоценовой-олигоценовой части скважин № 1 и № 2, пробуренных рядом с поселком, даны в публикациях Н.И. Запорожец (Запорожец, 1989а; Крашенинников и др., 1998). Согласно опубликованным данным, в верхнеэоценовой-нижеолигоценовой части разреза было выявлено 5 палинокомплексов, соотнесенных с зонами по крупным фораминиферам. На основании изученного из этих же образцов фитопланктона, Н.И. Запорожец установила три местных зоны по диноцистам. Так, в интервале верхнего эоцена ею установлена местная зона *Ar. diktyoplokum*-*Ar. arcuatum*, внутри которой были выделены слои с *Th. delicata* (интервал зоны *Gl. semiinvoluta*-низы зоны *T. cocolaensis*, поздний эоцен) и слои с *Hu. salacia* (верхи зоны *Gl. cocolaensis*-зона *T. centralis*-*Gl. gortanii*-низы зоны *Gl. tapuriensis*, поздний эоцен-олигоцен). В интервале нижнего олигоцена Н.И. Запорожец выявлена зона *Phth. amoenum* (интервал нижней половины зоны *Gl. tapuriensis*). Наконец, в верхней части разреза выделена местная зона *W. gochtii* s.l. (верхняя часть *Gl. tapuriensis*-*Gl. sellii*), которая отличается от одноименной зоны европейских шкал своим расширенным объемом и включением в нее зоны *W. symmetrica*.

Материалом для настоящего палинологического исследования послужили 15 образцов из эоценового интервала разреза, которые изучались в рамках комплексного микропалеонтологического исследования (диноцисты, наннопланктон, крупные и планктонные фораминиферы). Основные результаты изучения наннопланктона даны в статье Щербинина и др. (2017).

В целом бóльшая часть изученных палинологических образцов из разреза Ланджар характеризуется количественно представительными комплексами палиноморф, в которых выявлено более 150 таксонов диноцист, акритарх и прازیнофитов. При этом следует отметить существенные изменения в соотношениях различных групп палиноморф внутри изученной части

разреза. Так, палинологические ассоциации верхней части азатекской свиты отличаются четким чередованием преобладания диноцист и прازیнофитов. Ассоциации чимкендской свиты характеризуются относительно стабильным количеством диноцист (40-55%), существенными флуктуациями в содержании двухмешковой пыльцы голосеменных; при этом количество различных групп прازیнофитов не превышает в целом 25%; верхи свиты отмечены сокращением количества диноцист (30%), доминированием пыльцы хвойных (60%), увеличением содержания пыльцы покрытосеменных и спор наземных растений. В свою очередь, палинологический комплекс шагапской свиты существенно отличается от более древних отложений чиманкендской свиты малым содержанием диноцист (от 20% до полного отсутствия), единичным присутствием прازیнофитов и абсолютным доминированием континентальных палиноморф.

Стратиграфические и количественные результаты изучения палиноморф из азатекской и чиманкендской свит представлены на Рис. 5.16-5.19.

Диноцистовый комплекс из верхней части азатекской свиты в разрезе Ланджар содержит, начиная с уровня самого нижнего образца 1403, стратиграфически важные виды *Enneadocysta pectiniformis*, *Enneadocysta robusta*, *Rhombodinium? aidae*, *Thalassiphora fenestrata* и *Glaphyrocysta intricata*. Верхи свиты характеризуются последовательным появлением ряда стратиграфически значимых таксонов. Так, последовательные появления видов *Enneadocysta multicornuta*, *Petalodinium rhomboideum*, *Trigonopyxidida fiscellata*, *Cooksonidium capricornum*-group выявлены в верхней части наннопланктонной зоны CNE15. Первое появление в разрезе вида *Rhombodinium spinula* совпадает с исчезновением наннопланктона *Sphenolithus obtusus*, тогда как последовательные появления диноцистовых видов *Rhombodinium draco-porosum* и *Hemiplacophora semilunifera* отмечены в Ланджаре в самом основании интервала наннопланктонных зон CNE16–CNE18 (верхи азатекской свиты). Совместное присутствие этих видов диноцист указывает, скорее всего, на возможность выявления в азатекской свите интервала диноцистовой зоны *Rhombodinium draco* (бартон), широко используемой в диноцистовых шкалах Западной Европы (Costa, Downie, 1976; Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Vujak, 1979; Powell, 1992), Пери-Тетиса (Андреева-Григорович, 1991; Ахметьев, Запорожец, 1992; Орешкина и др., 2015), Тургайском прогибе (Васильева, 2013в, 2014а) и Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013). Появление в кровле азатекской свиты переходной формы *Rhombodinium draco-porosum* (на границе наннопланктонных зон CNE15–CNE16; Agnini et al., 2014), возможно, указывает на близость границы диноцистовых зон *Rhombodinium draco* и *Rhombodinium porosum* (последняя выявляется по первому появлению *Rhombodinium porosum*), однако типичные экземпляры *Rhombodinium porosum* в разрезе Ланджар обнаружены не были. В самых верхах

азатекской свиты отмечено появление типичных представителей вида *Cooksonidium capricornum* и вида *Enneadocysta deconinckii*.

С количественной точки зрения, диноцистовый комплекс верхов азатекской свиты охарактеризован существенным доминированием (=акме, 53%) вида *Achilleodinium biformoides* (образец 1403), быстро сменяющимся (образец 1404) доминированием группы *Spiniferites* (54%), а затем (образец 1405) резким преобладанием группы *Enneadocysta* (81%). Диноцистовая ассоциация верхов свиты характеризуется появлением в своем составе дефляндровых (до 20%) и существенным сокращением групп *Enneadocysta* и *Spiniferites* (~20% каждая). Ассоциации азатекской свиты также отличаются постоянным присутствием (до 9%) видов *Impagidinium*, особенно крупных представителей рода - *Impagidinium brevisulcatum*.

Палинологический комплекс верхней части азатекской свиты, в свою очередь, характеризуется чередованием доминирования диноцист (от 25 до 60%) и прازیнофитов неясной систематической принадлежности (35-60%). Такие существенные флуктуации как различных групп фитопланктона, так и диноцистовых эко-групп, могут свидетельствовать о нестабильности гидрологической ситуации, возможно, достаточно резких изменениях уровня солености.

Несколько выше основания наннопланктонной зоны NP18 в чиманкендской свите отмечены первые появления видов *Enneadocysta harrisii* и *Reticulosphaera actinocoronata* (образец 1412) и последнее появление вида *Melitasphaeridium pseudorecurvatum* (обр. 1413). В свою очередь, первое появление *Lentinia serrata* выявлено в интервале наннопланктонной зоны CNE19. Комплексы бóльшей части чиманкендской свиты содержат либо уже отмеченные в подстилающих отложениях азатекской свиты стратиграфически важные таксоны, либо виды широкого стратиграфического распространения, что затрудняет сопоставление комплекса чиманкендской свиты с комплексами средне-позднеэоценовых диноцистовых зон Западной Европы и Пери-Тетиса.

Ранее отмечалось, что вид *Reticulosphaera actinocoronata* впервые появляется в Западной Европе (Датский бассейн) с основания наннопланктонной зоны NP19/20 (верхи диноцистовой зоны *Enneadocysta arcuata*; Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005). Однако данные из разреза Ланджар указывают на более раннее появление вида: в самом начале интервала наннопланктонной зоны NP18, в начале приабона.

Следует отметить, что в верхней приабонской части чиманкендской свиты (образец 1518) отмечено появление представителей подсемейства *Wetzelielloideae*, которые в настоящей работе определены как *Wetzeliella* aff. *symmetrica* и *Wetzeliella* aff. *gochtii*. Что касается типичных представителей видов *Wetzeliella symmetrica* и *W. gochtii*, то они характерны для олигоцена, хотя сейчас известны и более ранние, эоценовые (приабон) находки вида *W. symmetrica* в тетической

области (разрез Алано ди Пьяве, Италия; неопубл. материалы автора). Можно предположить, что встреченные в верхах чиманкендской свиты экземпляры, не являющиеся типичными разновидностями двух указанных видов, могут представлять собой предковые формы, развившиеся уже в течение раннего олигоцена.

Палинологический комплекс из нижней части чиманкендской свиты характеризуется существенным присутствием и иногда доминированием диноцист (25-55%), стабильным присутствием прازیнофитов и существенным количеством (до 40%) пыльцы хвойных. Верхние горизонты свиты (приабон) отличаются существенным уменьшением количества диноцист (от 40 к 25%), небольшим кратковременным (до 5%) привносом акритарх, исчезновением прازیнофитов, увеличением содержания пыльцы покрытосеменных и спор наземных растений и, наконец, доминированием (до 70%) двухмешковой пыльцы хвойных. Что касается состава диноцистовых ассоциаций, то низы чиманкендской свиты отличаются относительным увеличением количества группы *Spiniferites* (28-38%), всплеском в содержании группы *Areoligera* (~30%), увеличением количества *Impagidinium* spp. на уровне первых процентов, что в целом может свидетельствовать о трансгрессивном импульсе в момент начала накопления чиманкендской свиты. Интервал первой половины свиты характеризуется чётким доминированием группы *Enneadocysta* (40-50%), малым содержанием перидиниоидных (дефландроидных), постоянным присутствием (20-25%) группы *Spiniferites*, единичным, но постоянным участием *Impagidinium* spp. и *Nematosphaeropsis* sp. В свою очередь, интервал верхней части свиты характеризуется диноцистовым комплексом, отличающимся увеличением (иногда доминированием, 20-40%) дефландроидных, *Cribroperidinium* spp. (до 18%), группы *Areoligera* (20%), кратким привносом *Thalassiphora pelagica* (10%), резким исчезновением группы *Enneadocysta*, а также постепенным исчезновением группы *Spiniferites* и единичных *Impagidinium* spp., а также отсутствием *Nematosphaeropsis* sp. Эти изменения в составе диноцистовых ассоциаций начала приабона, свидетельствуют, наряду с существенным увеличением количества пыльцы хвойных, а также пыльцы покрытосеменных и спор наземных растений, о возможном изменении экологической обстановки в этой части морского бассейна: привносе пресной воды и питательных веществ с берега, которые возможны в период высокого стояния уровня моря.

Результаты изучения ассоциаций наннопланктона и палиноморф (Щербинина и др, 2017) свидетельствуют о заметных изменениях глубины и гидродинамики бассейна. По-видимому, наиболее глубоководными и/или удаленными от береговой линии являются отложения азатекской свиты, содержащие довольно обильный, но относительно менее разнообразный комплекс наннопланктона и достаточно таксономически представительную ассоциацию

диноцист. Вполне возможно, что эти отложения накапливались во внешней неритической зоне. Верхняя часть азатекской свиты характеризуется достаточно существенными флуктуациями как в соотношениях диноцист и прازیнофітов, так и в соотношениях эко-групп диноцист (резкие пики в доминировании групп *Ach. biformoides*, *Enneadocysta*, *Spiniferites*). Скорее всего, накопление отложений верхней части азатекской свиты происходило в шельфовой зоне с достаточно частыми изменениями гидрологических условий (либо относительными перепадами в солености, либо другими, неизвестными параметрами).

Отложения чиманкендской свиты, вероятно, накапливались в мелководных прибрежных обстановках, о чем свидетельствует появление разнообразных понтосфер в составе комплексов наннопланктона, при этом в комплексах палиноморф в нижней части свиты доминируют диноцисты. Относительная смена обстановки осадконакопления наблюдается со второй половины интервала накопления чиманкендской свиты: происходит уменьшение содержания диноцист (от 40% и ниже), резкое увеличение содержания двухмешковой пылицы хвойных, исчезновением прازیнофітов. Скорее всего, это связано с самым началом крупного этапа обмеления морского бассейна.

5.2.2. Центральное и юго-восточное Предкавказье

В течение многих лет палеогеновые отложения Предкавказья привлекали исключительное внимание биостратиграфов и палеонтологов (Музылев, 1980). Изучению центральной и восточной частей северного склона Кавказа посвящены многочисленные исследования, начиная с 30-ых годов XX века, прежде всего работы Н.С. Шатского, Н.Н. Субботиной, И.А. Коробкова, Е.К. Шуцкой, В.Г. Морозовой, Г.П. Леонова и В.П. Алимариной, В.А. Гроссгейма и многих других (Стратиграфия СССР..., 1975). Северный Кавказ является одним из наиболее полно и детально изученных на территории бывшего СССР районов развития палеогеновых отложений. Разрезы Северного Кавказа известны своей стратиграфической полнотой и разнообразием фациальных типов отложений с многочисленными ископаемыми остатками. Так, например, согласно Решению Палеогеновой комиссии МСК 1962 г. разрез по реке Кубань с зональным делением по планктонным фораминиферам (В.А. Крашенинников) рассматривался как парастратопический для юга СССР.

В 70-ые и начале 80-ых годов XX века советские палинологи К.Е. Аристова, Л.А. Козяр, Л.А. Панова активно изучали на Северном Кавказе пылицу и споры наземных растений. Начало изучения органикостенного фитопланктона на Северном Кавказе связано с именем К.Е. Аристовой (1973), наибольший вклад в изучение палеогеновых диноцист в этом регионе внесли А.С. Андреева-Григорович (1991) и Н.И. Запорожец (Ахметьев, Запорожец, 1996;

Крашенинников и др., 1998; Запорожец, 2001). Так, А.С. Андреева-Григорович изучала наннопланктон и диноцисты в разрезах по р. Кубань и Белая, а также в парастратотипической скважине Новопокровская-4 (Ставрополье) в интервале от границы мела/палеогена до границы олигоцена/миоцена. В свою очередь, Н.И. Запорожец исследовала диноцисты в более узком (средний эоцен-олигоцен) интервале в тех же опорных разрезах по р. Кубань и Белая, а также в разрезе по р. Хеу (кумская свита).

5.2.2.1. Разрез Хеу (Кабардино-Балкария)

Разрез по реке Хеу очень хорошо известен советским и российским палеонтологам, неоднократно описывался в литературе (Шуцкая, 1956, 1970; Гроссгейм, 1960; Алимарина, 1963; Леонов, Алимарина, 1964) и является наиболее полным из изученных на Северном Кавказе разрезов: отложения этого разреза, мощностью более 300 м, охватывают стратиграфический интервал от верхов маастрихта до основания олигоцена. Первое зональное расчленение разреза Хеу проводилось советскими специалистами по фораминиферам: сначала Н.Н. Субботиной еще в 30-ых годах, а затем В.А. Крашенинниковым в 70-ые и 80-ые годы (Крашенинников, Музылев, 1975).

Особую роль в изучении разреза Хеу сыграл Н.Г. Музылёв, изучивший известковый наннопланктон из ~350 образцов и разработавший первоначальное расчленение этого опорного разреза по наннопланктону (Крашенинников, Музылев, 1975; Музылев, 1980; Gavrilov et al., 2000). В последние годы Е.А. Щербинина продолжила детальное изучение эоценового наннопланктона из разреза Хеу, а для уровня перехода от палеоцена к эоцену ею получены данные высокой степени разрешаемости (Shcherbinina et al., 2016).

Что касается изучения диноцист, то на настоящий момент из разреза Хеу изучались лишь отдельные стратиграфические горизонты. Так, Н.И. Запорожец (2001) опубликованы диноцистовые данные из 10 образцов кумской свиты, которые изучались ею в рамках комплексного анализа кумского горизонта на Северном Кавказе и смежных областях (Ростовский выступ, Северные Ергени). Позднее диноцисты были также изучены из палеоценовой и переходной от палеоцена к эоцену части р. Хеу (Radionova et al., 2009).

Автором настоящей работы диноцисты изучались из эоценового интервала разреза. Следует отметить, что палинологические исследования из нижнеэоценовой (ипрской) и среднеэоценовой частей разреза проводились на основе анализа материала, полученного в результате полевых сборов разных групп специалистов ГИН РАН. Так, ипрская часть разреза изучена на основе материала, предоставленного автору Н.Г. Музылевым, Е.А. Щербининой и Ю.О. Гавриловым (полевые сборы 1987 и 2009-го гг.). Материал из среднеэоценового интервала представляет собой

коллекцию образцов, полученную в ходе полевых работ 2000 г. Э.П. Радионовой, В.Н. Беньямовским и С.И. Ступиным. В связи с этим описание ниже- и среднеэоценовых частей разреза, а также самих комплексов палиноморф приводится ниже по отдельности.

Нижний эоцен

Литологическое описание разреза (Е.А. Щербинина, Ю.О. Гаврилов, устное сообщение):

Нальчикская свита (общая мощность в разрезе 80 м) с несогласием перекрывает датские известняки эльбурганской свиты и сложена синевато- и зеленовато-серыми известковыми глинами с меняющимся содержанием карбоната (до 50%). Внутри свиты отмечаются нечеткие слои с чередованием высокого и низкого содержания известкового вещества и многочисленными следами биотурбации (длиной до 0.5 м). Внутри нальчикской свиты обнаружен полуметровый сапропелевый горизонт (~4 м ниже кровли свиты), в котором установлен интервал изотопной аномалии углерода (CIE, Рис. 5.20), ассоциирующейся с ПЕТМ (Shcherbinina et al., 2016). Абазинская свита (20 м) представлена серыми слабокарбонатными (в основании бескарбонатными) глинами с прослоями твердых кремнистых пород. Черкесская свита (мощность 55 м) представлена зеленовато-серыми нерасслоенными мергелями с нечеткими следами биотурбации. В средней части свиты отмечается последовательность (15 м) восьми сапропелевых слоев.

Результаты изучения палинологических образцов представлены на Рис. 5.21-5.30. Ниже, для калибровок диноцистовых событий используются наннопланктонные данные Е.А. Щербининой и Н.Г. Музылева (Shcherbinina et al., 2016; Щербинина и др., сдана).

Из подстилающих сапропель верхнепалеоценовых отложений (интервал зоны NP9) нальчикской свиты Г.Н. Александровой было изучено 14 палинологических образцов, половина из которых содержали бедные комплексы палиноморф. Количественно представительные образцы выявили палинологический комплекс с доминированием диноцист, а также водных палиноморф неясной систематики. Присутствие в комплексе диноцист видов *Apectodinium homomorphum*, *A. quinquelatum*, *A. hyperacanthum* позволило сопоставить этот интервал (образцы 700-713) с зоной *Apectodinium hyperacanthum* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), подзоной D4c северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988) и подзоной P6a Северного моря (Bujak, Mudge, 1994) позднеэоценового возраста (Shcherbinina et al., 2016).

В рамках настоящего исследования автором было изучено 107 палинологических образцов из нижнеэоценовой части разреза. В целом, практически все изученные образцы выявили количественно представительные комплексы диноцист и других палиноморф. Из 107 изученных образцов 11 содержали крайне мало палиноморф, еще 6 образцов оказались недостаточно представительными (40-100 диноцист). Можно отметить, что весь интервал нижнего эоцена в

разрезе Хеу характеризуется доминированием диноцист, особенно в интервале нальчикской и низах абазинской свит. Внутри сапропеля, соответствующего интервалу ПЕТМ (нальчикская свита), а также внутри более молодых сапропелевых прослоев черкесской свиты наблюдаются всплески в содержании акритарх и пыльцы покрытосеменных растений. Внутри черкесской свиты можно отметить достаточно заметные флуктуации в распределении гониаулакоидных и перидиниоидных диноцист.

Последовательное распределение по разрезу стратиграфически важных видов позволило выделить в ипрской части следующие диноцистовые интервалы:

Первый диноцистовый интервал выявлен в интервале образцов 714A1-721 (нальчикская свита), включающим в себя сапропелевый слой и перекрывающий его ~1 метр серых известковых глин, по появлению стратиграфически важных видов *Axiodinium augustum*, *Epelidinium pechoricum* и *Epelidinium brinkhuisii* в основании сапропеля (обр. 714A1). Верхняя граница интервала установлена по последнему присутствию *Ax. augustum*. В разрезе Хеу первые появления *Ax. augustum*, *E. pechoricum* и *E. brinkhuisii*, а также начало *Apectodinium*-акме (обр. 714A3) наблюдается на ~0.65 м выше первых появлений (LOs) наннопланктона *Rhomboaster cf. cuspis* и на ~1.75 м выше LO наннопланктона *Coccolithus bownii*; с другой стороны, они выявлены чуть ниже LOs наннопланктона *Campylosphaera eodela*, *Pontosphaera* spp. и *Discoaster araneus*. Внутри сапропеля (714A6) выявлены LOs диноцистовых видов *Homotryblium tasmaniense*, *Hom. tenuispinosum* и *Muratodinium fimbriatum*, что чуть ниже LOs наннопланктона *Discoaster araneus* и *D. anartios*. Согласно данным Е.А. Щербининой (Shcherbinina et al., 2016), основание наннопланктонной зоны NP10 проводится по LO *Tribrachiatulus bramlettei* (обр. 714D1). Последовательные LOs диноцист *Homotryblium abbreviatum*, *Huystrochostrogylon holohymenium* (обр. 715) и *Biconidinium longissimum* (образец 716), в свою очередь, обнаружены после сапропеля, чуть выше последовательных LOs наннопланктона *Rhomboaster spineus* и *Discoaster mahmoudii*. Последнее появление вида *Axiodinium augustum* отмечено в образце 721 (~1.75 м выше сапропеля) и совпадает с последним появлением наннопланктона *Fasciculithus richardii*.

Интервал между первым и последним появлением *Axiodinium augustum* характеризует зону *Apectodinium* (= *Axiodinium*) *augustum* Западной Европы (Powell, 1992), подзону D5A северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988), зону Viborg-6 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985) и подзону P6b в Северном море (Mudge & Vujak, 1994). Как и во многих регионах мира (Crouch et al., 2001), в разрезе Хеу основание зоны *Ax. augustum* (верхи NP9b) совпадает с началом события CIE (~55.8 Ma) (образец 714A1), бóльшая часть зоны приходится здесь на сапропелевый слой (конец NP9b-NP10), однако верхняя граница зоны, как и в разрезе скв. 10 на юге Западной Сибири (Frieling et al., 2014), оказывается чуть моложе окончания ПЕТМ и ассоциированного с ним

негативного изотопного отклонения углерода – СIE (Shcherbinina et al., 2016). Возраст интервала нальчикской свиты, соответствующего интервалу зоны *Ax. augustum* – инициальный эоцен.

Палинологический комплекс внутри интервала 714A1-721 характеризуется доминированием (40-90%) диноцист. Внутри сапропелевой части интервала наблюдается периодическое увеличение содержания пыльцы покрытосеменных (до 50% в нижней части сапропеля), двухмешковой пыльцы хвойных практически не наблюдается, очень мало акритарх и зеленых водорослей. Верхняя, послесапропелитовая часть интервала характеризуется чуть заметным (до 80%) снижением содержания диноцист и чуть бóльшим присутствием акритарх и других водорослей, увеличением количества спор наземных растений и малым содержанием пыльцы покрытосеменных.

Что касается диноцист, то самое начало сапропеля характеризуется исключительным акме гониаулакоидного *Polysphaeridium subtile* (80%), резким сокращением (практически исчезновением) группы *Spiniferites* и крайне малым содержанием *Apectodinium* spp. *Polysphaeridium subtile* представляет собой покоящуюся цисту существующего ныне вида *Pyrodinium bahamense* – фотосинтезирующего вида динофлагеллат, обитающего в настоящее время в мелководных тропических морских и эстуариевых системах, где наблюдается его массовое развитие в очень мелких заливах с низкой приливно-отливной деятельностью, окруженных мангровыми болотами (Hereid, 2007). Согласно Reichart et al. (2004), массовое количество *Polysphaeridium* может быть объяснено установлением сезонной гиперстратификации вод с поверхностными водами повышенной солености. Согласно Е.А. Щербининой (Shcherbinina et al., 2016), накопление бескарбонатной глины (перед началом накопления сапропеля) происходило в момент относительного понижения уровня моря в условиях кратковременного существования лагун с повышенной соленостью воды в течение короткого регрессивного этапа; после чего, в силу последующего повышения уровня моря, наступило затопление рассматриваемой территории, что и привело, возможно, к появлению моновидового комплекса динофлагеллат *Pyrodinium bahamense*, продуцирующих цисты *Polysphaeridium subtile*. Несмотря на то, что в других регионах считается, что род *Apectodinium* становится сверх-многочисленным в средних и высоких широтах к самому началу ПЕТМ (Crouch et al., 2001, 2003; Sluijs et al., 2006, 2007a, 2009, 2011), в разрезе Хеу акме *Apectodinium* отмечено на 5 см выше основания сапропеля и начала события СIE. Акме *Apectodinium* следует за кратковременным акме *P. subtile* и сопровождается всплеском тепловодной гониаулакоидной группы *Kenleyia* и легким всплеском группы *Spiniferites*. Всё это может указывать на трансгрессивный тренд и проявление потепления, ассоциирующегося с событием ПЕТМ. *Apectodinium* spp. остается обильным в течение всего интервала ПЕТМ (30-70%). Два интервала

с его наибольшими количествами совпадают с привносом пыльцы покрытосеменных, что может быть связано с двумя короткими эпизодами относительного повышения уровня моря и связанного с этим привноса питательных веществ с суши. Согласно Е.А. Щербининой (Shcherbinina et al., 2016), относительное увеличение в количестве групп *Apectodinium* и *Kenleyia* совпадают с уровнем обедненного комплекса наннопланктона с доминированием мелких *Toweius* spp., что может указывать на теплые эвтрофные обстановки. Переход от доминирования *Apectodinium* к доминированию *Homotryblum* (между образцами C1 and D1; от ~0.37 к ~0.54 м), в свою очередь, соответствует уровню увеличения привноса наземного органического вещества. Возможно, эти флуктуации были вызваны слабыми понижениями уровня моря, которые приводили к сокращению затопленных территорий, служивших источником питательных веществ. Верхняя часть сапропеля характеризуется новым увеличением содержания *Apectodinium* spp. и группы *Spiniferites*, совпадающим с доминированием наземного органического вещества, что могло бы указывать на новое повышение уровня моря. Согласно Щербининой с соавторами (2016), болотистая местность, сформировавшаяся в течение пред-ПЕТМ-ного интервала понижения уровня моря, оказалась, в конечном итоге, затопленной в течение ПЕТМ, в результате чего перестала «удобрять» бассейн. В результате этого к концу ПЕТМ исчезли эвтрофные обстановки. Наличие в комплексе диноцист 15-30% *Apectodinium* в конце ПЕТМ после окончания накопления сапропеля, могло бы означать существование в этот момент времени региональных ослабленных критических условий. Конец ПЕТМ в разрезе Хеу характеризуется увеличением отклонения изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$), указывающим на относительный быстрый момент похолодания (Shcherbinina et al., 2016), совпадающий с сокращением количества *Apectodinium*.

Верхняя часть интервала зоны *Ax. augustum* (обр. 715-721) характеризуется постепенным сокращением *Apectodinium* spp. (с 35 до 10%), их замещением другими перидиниоидными группами (дефландроидные и *Phthanoperidinium*) и стабильным доминированием группы *Spiniferites* (30-40%), увеличением содержания *Operculodinium* spp. и всплеском (до 10%) *Impagidinium* spp. Замещение *Apectodinium* другими перидиниоидными может быть связано с относительным понижением температур поверхностных вод после окончания ПЕТМ, а появление в комплексе в заметных количествах *Impagidinium* и доминирование *Spiniferites* четко указывают на трансгрессивный тренд в развитии бассейна и на установление открыто-морских обстановок с нормальной соленостью.

Второй диноцистовый интервал выявлен в интервале образцов 722-725 (нальчикская свита, часть наннопланктонной зоны NP10). Комплекс характеризуется отсутствием вида *Ax. augustum*, исчезновением бóльшей части видов *Apectodinium*, последним появлением (НО) *E. pechoricum*,

совпадающим с НО наннопланктона *Fasciculithus tympaniformis* в низах интервала (образец 723). Одновременно с этим в комплексе отсутствует более молодой вид-индекс *Dracodinium astra* и наблюдается достаточно резкое увеличение количества группы *Areoligera* в низах интервала. Всё это указывает на соответствие второго диноцистового комплекса интервала западноевропейской зоны *Deflandrea oebisfeldensis* (Powell, 1992), зоны Viborg-7 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985), подзоны E1b-c в Северном море (Mudge, Vujak, 1996) и зоны *Glaphyrocysta ordinata* южной Англии (Powell et al., 1996). Возраст интервала разреза, соответствующего зоне *D. oebisfeldensis*, - инициальный эоцен.

Палинологический комплекс характеризуется абсолютным доминированием диноцист, остальные группы палиноморф исчезают в нижней части интервала. С количественной точки зрения, диноцистовые ассоциации характеризуются доминированием гониаулакоидных групп, прежде всего *Spiniferites* (до 60%), резким всплеском группы *Areoligera* (>25%, обр. 723); *Impagidinium* spp. присутствует постоянно, хотя и составляет меньше 10%; перидиниоидные группы представлены большей частью *Phthanoperidinium*, а ветзелиеллоидные и дефландроидные присутствуют в малых количествах. Такие пропорции диноцистовых эко-групп при абсолютном преобладании диноцист над другими палиноморфами могут свидетельствовать о нормально-соленых открытых морских обстановках бассейна в самом начале ипра.

Третий диноцистовый интервал выявлен в интервале образцов 726-728 в самых верхах нальчикской свиты (зона NP10) по появлению стратиграфически важного вида *Dracodinium astra*, что позволяет сопоставить этот интервал с западноевропейской зоной *Wetzeliella astra* (Costa et al., 1978; Powell, 1992; Powell et al., 1996) и подзоной Dбна немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012) раннеипрского возраста (~55.0-54.8 млн. лет). Палинологический комплекс в этом интервале представлен исключительно диноцистами, среди которых четко доминирует группа *Spiniferites* (60-40%), все перидиниоидные диноцисты не превышают 10%, наблюдается небольшое увеличение количества *Impagidinium* spp. Данные характеристики комплекса указывают на существование открыто-морских обстановок с нормальной соленостью поверхностных вод; относительные всплески в содержании групп *Spiniferites* и *Impagidinium* в начале интервала могут свидетельствовать об относительном повышении уровня моря в течение трансгрессивного тренда.

Четвертый диноцистовый интервал выявлен с основания абазинской свиты (интервал NP10) в образцах 729-734. Здесь отсутствует вид *Dr. astra* и отмечено появление вида *Deflandrea phosphoritica*. В верхах интервала (обр. 734) отмечены виды *Areoligera tauloma* и *Deflandrea truncata*. Промежуток между 732-ым и 733-им образцами не опробовался (задернованный участок обнажения), при этом образец 733 практически не содержал палиноморф. Комплекс из

абазинской свиты не выявил стратиграфически важных видов *Stenodinium meckelfeldense*, *Axiodinium lunare* или более молодых таксонов, появляющихся внутри зоны NP10. Тем не менее, известно, что *D. phosphoritica* появляется в бассейнах Западной Европы и Северного моря не ранее интервала зоны *W. meckelfeldensis* (Powell, 1992) и зоны E2a Северного моря (Mudge & Vujak, 1994); следовательно, возраст основания абазинской свиты – не старше ~54.8 млн. лет.

Палинологический комплекс представлен исключительно диноцистами с существенным доминированием (65-60%) группы *Spiniferites*, постоянным присутствием (до 10%) *Impagidinium* spp. Перидиниоидные группы в сумме составляют до 35%, а в верхнем образце (734) представлены лишь первыми процентами. Скорее всего, абазинская свита накапливалась в открыто-морских обстановках с нормальной соленостью вод и достаточно слабым привнесом питательных веществ, начало накопления свиты связано с очередным трансгрессивным импульсом.

Верхняя часть абазинской свиты (~10 м мощности) задернована и не опробовалась.

Пятый диноцистовый интервал выявлен в отложениях черкесской свиты (обр. 735А-745А, интервал NP11-NP12). В нижнем образце интервала, в основании видимой части черкесской свиты отмечено присутствие видов *Dracodinium varielongitudum*, *Membranophoridium perforatum*, *Damassadinium impages*. Внутри интервала отмечен вид *Petalodinium robertknoxii* (738А), чье появление в разрезе Хеу наблюдается чуть ниже последнего появления наннопланктона *Diascoaster diatypus* и последовательных первых появлений в разрезе наннопланктонных *Discoaster lodoensis*, *Imperiaster obscurus*, *Coccolithus formosus*, *Pedinocyclus larvalis*. Присутствие вида *Dr. varielongitudum* с основания интервала позволяет сопоставить пятый диноцистовый комплекс с интервалом зоны *Dracodinium varielongitudum* в компиляционной шкале Западной Европы (Powell, 1992) и подзоны D7b в шкалах северо-западной Европы Costa, Manum (1988) и Германии (Köthe, 2012). С учетом наннопланктонных данных, интервал черкесской свиты с выявленным 5-ым диноцистовым комплексом может быть датирован частью среднего ипра. Можно предположить, что 10 задернованных метров в переходе от абазинской к черкесской свите могут содержать в себе интервал невыявленной по имеющимся на настоящий момент данным зоны *Dracodinium simile*.

Палинологический комплекс в интервале образцов 735А-745А характеризуется практически одними диноцистами с минимальным присутствием акритарх, празиофитов и континентальных палиноморф. В низах интервала диноцистовые ассоциации характеризуются равным доминированием (~35%) гониаулакоидных *Spiniferites* и перидиниоидных ветзелиеллоидных, группа *Areoligera* не превышает 10%, *Impagidinium* – первые проценты. К концу интервала количество *Spiniferites* и ветзелиеллоидных резко сокращается, и комплекс не имеет

существенных доминантов. Скорее всего, накопление этой части черкесской свиты происходило в обстановках, чуть более приближенных к береговой линии, нежели в абазинское время, для конца интервала можно предположить условия накопления в течение фазы высокого стояния воды.

Шестой диноцистовый интервал выявлен внутри черкесской свиты (обр. 745В-20, зона NP12) по появлению в основании интервала вида *Ochetodinium romanum*. На этом же уровне отмечены, впервые для этого разреза, виды *Petalodinium condylos*, *Cerebrocysta bartonensis*, *Rhadinodinium politum*, *Memranilarnacia compressa*. Первое появление *Och. romanum* наблюдается в разрезе чуть ниже LO наннопланктона *Blackites creber*. Выше по разрезу (обр. 746В) отмечается первое появление вида *Samlandia chlamydophora* и последнее появление вида *Deflandrea oebisfeldensis*, что оказывается в разрезе чуть ниже последовательных НО *Ellipsolithus macellus* и *Toweius callosus*. Интересно отметить, что чуть выше LO *S. chlamydophora* в черкесской свите наблюдается первое для данного разреза появление *Sophismatia crassoramosa*, причем это появление оказывается не единичным, а составляет до ~7% от комплекса диноцист, последнее появление этого вида наблюдается в верхней части интервала (обр. 759), чуть выше LO наннопланктона *Reticulofenestra dictyoda*. Ранее считалось, что вид *S. crassoramosa*, появляющийся в раннем ипре (NP10), имеет очень узкий стратиграфический интервал распространения и исчезает внутри зоны NP10. Первые появления видов *Pentadinium laticinctum* и *Membranilarnacia glabra* совпадают с LO *R. dictyoda*. В образце 6 отмечено несколько запоздалое появление *Piladinium columna*. Следует указать, что внутри 6-го диноцистового комплекса можно отметить появления (впервые для разреза Хеу) стратиграфически важных видов, чьи первые появления характеризуют более низкие горизонты ипра: помимо уже отмеченных запоздалых *P. condylos*, *C. bartonensis*, *Rh. politum*, здесь выявлены *Charlesdowniea coleothrypta* (обр.746А), *Epelidinium? translucidum*, *Sophismatia? insolens* (обр.4), *Diphyes ficusoides* (обр.7h). В самых верхах интервала зоны NP12 в разрезе отмечено появление *Axiodinium prearticulatum* (обр.7h), почти совпадающее с LO наннопланктона *Cyclicargolithus floridanus*.

Последовательное появление видов *Och. romanum* и *S. chlamydophora* позволяет отнести интервал черкесской свиты с 6-ым диноцистовым комплексом к зоне *Och. romanum/S. chlamydophora*, соответствующей объему 2 зон Бельгийского бассейна (*Och. romanum*, *Kisselevia aff. clathrata*, De Coninck, 1991) и 2 зон D8b-с северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988); возраст интервала – средний ипр. Исходя из этого, в разрезе Хеу оказывается пропущенным интервал зоны *Charlesdowniea coleothrypta*, что может быть связано с двумя альтернативными причинами: (1) наличием скрытого и литологически невыраженного перерыва

продолжительностью ~600 000 лет, или (2) редким количественным присутствием в комплексах (особенно с учетом малых содержаний ветзелиеллоидных) стратиграфически важных видов *Ch. coleothrypta*, *Rh. politum*, *Rh. glabrum*, *P. condylos*, не позволившим выявить их истинные первые появления в разрезе Хеу.

В отличие от комплексов нижележащих горизонтов, палинологический комплекс рассматриваемой части черкесской свиты, хотя и доминируется по-прежнему диноцистами, отличается, однако, существенными флуктуациями в содержании различных групп палиноморф. Так, по-прежнему доминирующие диноцисты варьируют от 95 до 40%, при этом наблюдаются резкие пики в содержании акритарх и пыльцы покрытосеменных, сопровождающиеся всплесками малой амплитуды прازیнофитов и спор наземных растений. Важно подчеркнуть, что сокращение в количестве диноцист и увеличении других групп приходится на интервалы сапропелевых прослоев. Что касается диноцистовых ассоциаций внутри 6-го интервала, то и здесь наблюдаются существенные чередования в доминировании отдельных эко-групп. Низы интервала характеризуются резким увеличением количества группы *Areoligera*, что может отражать начало очередного трансгрессивного тренда в бассейне. Выше по разрезу положительные сдвиги в содержании *Areoligera* соответствуют сапропелевым прослоям, тогда как для мергелей характерно увеличение количества группы *Spiniferites*. Перидиниоидные (бóльшей частью ветзелиеллоидные, и в меньшей степени *Phthanoperidinium* и дефландроидные) не превышают 40%, при этом сапропелевым прослоям соответствует их наименьшее количество. Пока сложно четко определить причины такой корреляции, но можно предположить, что в периоды, следующие за накоплением сапропелевых прослоев, гетеротрофные динофлагеллаты получали доступ к накопленным в сапропелях питательным веществам. Отличительной чертой диноцистовых ассоциаций в интервале 745В-20 черкесской свиты является существенное присутствие *Impagidinium* (до 30%). С одной стороны, это должно указывать на обстановки как минимум внешней неритической зоны, однако всплески в количестве *Impagidinium* иногда соответствуют времени накопления мергелей, а иногда – сапропелей. Для выяснения причин таких флуктуаций требуется комплексный геохимический и микропалеонтологический анализ данных в ходе последующих исследований разреза Хеу.

Седьмой диноцистовый интервал выявлен в образцах 21-41 (NP13) черкесской свиты по первому появлению видов *Areosphaeridium diktyoplokum* (обр. 21), *Thalassiphora dominiquei* и *Dracodinium coronatum* (обр.22), *Diphyes brevispinum* (обр. 23b) и *Areosphaeridium michoudii* (обр.24b). Внутри интервала в последний раз появляется *Deflandrea denticulata* (обр.32). Появление *Ar. diktyoplokum* позволяет сопоставить этот комплекс с зоной *Areosphaeridium diktyoplokum* Дании (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), частью зоны D9 северо-западной Европы

(Costa, Manum, 1988) интервалом 3 зон в Бельгии (*Ar. diktyoplokum*, *P. triradiata*, *L. mamellatum*; De Coninck 1991), частью подзоны E2c Северного моря (Mudge & Vujak, 1994) и частью зоны В-2 южной Англии (Vujak et al., 1980). Как и в разрезе Актулагай (King et al., 2013) и в разрезах Западной Европы (Steurbaut, 1998), первое появление *Ar. diktyoplokum* в разрезе Хеу практически совпадает с границей наннопланктонных зон NP12/NP13, а LO *Th. dominiquei* отмечается тоже очень близко к этой границе. Возраст черкесской свиты в интервале образцов 21-41 – поздний ипр. В верхах интервала отмечаются первые появления стратиграфически важных видов *Duosphaeridium nudum* и *Dracodinium? brevicornutum*. В разрезе Актулагай эти виды появляется несколько раньше вида-индекса *Dracodinium eosaenicum*, характеризующего терминальный ипр (начало NP14), а в Западной Сибири они фиксируются уже одновременно с *Dracodinium eosaenicum*. В разрезе Хеу, соответственно, как и в Казахстане, их первые появления фиксируются в интервале зоны NP13.

Палинологический комплекс внутри 7-го интервала характеризуется, как и предыдущий, общим доминированием диноцист, но с заметными пиками в снижении количества диноцист до 60% и заметным увеличением количества акритарх и пыльцы покрытосеменных. Следует отметить, что сокращение диноцист наблюдается вновь внутри сапропелевых прослоев, однако не в течение всего интервала его накопления, а лишь отдельных уровней; другие же уровни сапропеля могут при этом характеризоваться практически 100% диноцист.

Низы интервала характеризуются резким привнесом диноцист группы *Homotryblium* (65% от всего комплекса), перидиниоидные таксоны практически отсутствуют. Еще один пик *Homotryblium* (75%) отмечается в следующем сапропелевом прослое. Пачка мергелей внутри этого интервала свиты отличается пиком *Thalassiphora* (35%) и увеличением доли дефландроидных (до 20%). Группа *Spiniferites* демонстрирует здесь заметные флуктуации (от 10 до 45%), однако, увеличение количества может приходиться как на сапропелевый прослой, так и на мергели. Что касается *Impagidinium*, то эта группа по-прежнему присутствует почти повсеместно, в нижней половине интервала – не более 20%, а вот в верхах (мергели) *Impagidinium* резко становится доминантом (50%), одновременно с этим наблюдается и пик, хотя и в меньших количествах, ветзелиеллоидных (~40%). Можно предположить, что в моменты резких всплесков группы *Homotryblium*, которые приблизительно совпадают с увеличением количества акритарх и пыльцы и почти исчезновением *Impagidinium*, происходило относительное опреснение поверхностных вод за счет привноса пресной воды в течение кратковременных подъемов уровня моря (трансгессивные импульсы). Что касается верхов интервала с доминированием *Impagidinium*, то можно предположить существование открытого бассейна с нормальной соленостью воды, что, однако, не объясняет всплеска ветзелиеллоидных.

Средний-верхний эоцен

Литологическое описание разреза (Э.П. Радионова, В.Н. Беньямовский, С.И. Ступин, устное сообщение):

Низы рассматриваемого интервала представлены верхами черкесской свиты мощностью более 12 м, сложенной толщей зеленых и серо-зеленых с голубоватым оттенком мергелей. Выше по разрезу – керестинская свита (~13 м), представленная толщей зеленовато-серых мергелей, переходящих в чередующиеся светлые известняки и мергели. Кумская свита в основании представлена единичными прослоями пеплов (бентониты); нижняя часть свиты сложена бурыми, темно-бурыми, кофейными мергелями (~10 м); выше – пропуск порядка 25 м; верхняя опробованная часть представлена 1 м буровато-кофейного мергеля, выше наблюдается переслаивание бурых мергелей и беловато-серых известняков (13 м). Низы белоглинской свиты (>5 м) сложены голубовато-зеленовато-серыми, щебенчатыми мергелями. Большая часть свиты (общая мощность свиты - ~100 м) в рамках настоящего исследования не опробовалась.

Используемые ниже для калибровок событий данные изучения известкового наннопланктона выполнены украинскими коллегами А.С. Андреевой-Григорович и Д.Д. Вагой (Andreeva-Grigovich, Waga, 2010).

Из среднеэоценовой и низов верхнеэоценовой частей разреза было изучено 47 палинологических образцов; при этом далеко не все образцы содержали количественно представительные комплексы, особенно это касается верхней половины керестинской свиты. Что касается количественно богатых комплексов, то все они отличаются доминированием диноцист (от 60 до 100%), лишь на границе кумской и белоглинской свит наблюдается резкий и краткий скачок в содержании континентальных палиноморф, а содержание диноцист сокращается до 40%. В отличие от нижнеэоценового интервала разреза Хеу, в комплексах среднего эоцена в большей степени участвует двухмешковая пыльца хвойных (до 20-30%); в кумской свите отмечаются частые находки внутренних камер фораминифер. Акритархи и прازیнофиты в верхах черкесской и низах керестинской свит составляют от 0 до 10% и почти отсутствуют в кумской свите.

На Рис. 5.31-5.34 показаны стратиграфическое распределение диноцист по разрезу и количественное распределение групп палиноморф и диноцистовых эко-групп.

Восьмой диноцистовый интервал выявлен в верхней части черкесской свиты (обр. 101-107); стратиграфически важный вид *Enneadocysta arcuata* обнаружен с основания рассматриваемой здесь части черкесской свиты (обр. 101), которая, согласно данным изучения наннопланктона, отнесена к интервалу зон NP14 (лютетская часть) и CP12b. Следует отметить, что вид *E. arcuata*

выявлен в разрезе Хеу чуть раньше LO наннопланктона *Nannotetrina quadrata* (обр.103), то есть ниже основания зон NP15-16 и CP13a. Внутри этого интервала наблюдаются последовательные последние появления (НОs) видов *Petalodinium robertknoxii*, *Charlesdowniea coleothrypta*, *Piladinium columna* и *Eatonicysta ursulae*. Первое появление *E. arcuata* впервые использовалось в качестве важного события (датума) в Англии Д. Итоном (Eaton, 1976), а затем стало определять основание зоны В-4 на юге Англии (Bujak et al., 1980). Согласно К. Кингу (King, 2016), LO *E. arcuata* в Хэмпширском бассейне близко к границе наннопланктонных зон NP14/NP15, а в Бельгии LO *E. arcuata* отмечается внутри зоны NP14 (Heilmann-Clausen, Van Simaеys, 2005), что соответствует данным, полученным в разрезе Хеу. Зона *Enneadocysta arcuata* выделяется в зональных шкалах Украины и юга России (Андреева-Григорович и др., 2011), однако внутри интервала NP15. Исходя из калибровок с известковым наннопланктоном, предполагаемый возраст части черкесской свиты, соответствующей 8-ому диноцистовому интервалу – начало лютета.

Палинологический комплекс в интервале обр. 101-107 характеризуется абсолютным доминированием диноцист при небольшом участии (5-10%) акритарх и пыльцы покрытосеменных. Внутри диноцистового комплекса можно отметить в основании интервала доминирование группы *Spiniferites* (>30%), с последующим резким и кратковременным увеличением *Batiacasphaera* (40%) и появлением *Nematosphaeropsis*, а затем таким же резким и кратким увеличением (40%) дефландроидных. *Impagidinium* представляет ~10% от комплекса. Исходя из указанных количественных характеристик, можно предположить накопление этой части черкесской свиты в открыто-морских условиях во внешней неритической зоне с последующим возможным переходом в более мелководные обстановки, где гетеротрофные диноцисты имели бóльший доступ к питательным веществам с суши.

Девятый диноцистовый интервал выявлен в верхах черкесской-низах керестинской свит (обр. 108-116) по первому появлению в основании интервала стратиграфически важных видов *Costacysta bucina*, *Wetzeliella ovalis*, *Castellodinium compactum*, *Vallodinium? echinosuturatum*, а также здесь наблюдается последнее появление *Ochetodinium romanum*; все эти события совпадают в разрезе Хеу с первым появлением наннопланктона *Nannotetrina fulgens*. Выше по разрезу (обр. 110) отмечается НО *Duosphaeridium nudum*, совпадающее с LO наннопланктона *Chiasmolithus gigas* (начало зоны CP13b). Первые появления видов *Enneadocysta partridgei* и *Enneadocysta robusta* отмечаются в кровле черкесской свиты, чуть выше LO *Ch. gigas*; в образце 112 впервые для данного разреза появляется *Cordosphaeridium cantharellus* (чуть ниже LO наннопланктона *Discoaster tani nodifer*).

Вид *Costacysta bucina*, описанный из отложений Дании (верхи Lillebælt Clay Formation и низы Søvind Marl Formation; Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005), имеет лютетский интервал распространения в бассейне Северного моря и шельфа Фарерских островов (Waagstein & Heilmann-Clausen, 1995). Виды *Wetzeliella ovalis*, *Castellodinium compactum*, *Vallodinium? echinosuturatum* также отмечаются в западноевропейских разрезах и на юге бывшего СССР с лютета (NP15) (Андреева-Григорович и др., 2011). Исходя из калибровок с известковым наннопланктоном, возраст верхов черкесской-низов керестинской свит: часть лютета (NP15-16).

Палинологический комплекс характеризуется общим доминированием диноцист (от 85 до 65%), однако внутри интервала наблюдаются определенные флуктуации в содержаниях различных групп палиноморф: пыльца покрытосеменных достигает 20%, увеличивается (до 25%) периодическое участие пыльцы хвойных. Внутри диноцистового комплекса наблюдается существенное присутствие группы *Spiniferites* (20-40%) и *Impagidinium* (до 20%), дефландроидные практически исчезают, остальные перидиниоидные (ветзелиеллоидные и *Phthanoperidinium*) встречаются в минимальных количествах. В верхней части интервала наблюдаются пики *Cleistosphaeridium diversispinosum* и (совсем небольшой) *Nematosphaeropsis*. Существенное присутствие *Impagidinium*, а также присутствие *Nematosphaeropsis* свидетельствуют об открыто-морских обстановках осадконакопления, как минимум внешней неритической зоне.

Десятый диноцистовый интервал выявлен внутри керестинской свиты (обр. 117-135). В интервале образцов 117-135 отмечается определенное количество крайне бедных палинологических ассоциаций, что, вероятно, не позволило выявить здесь все потенциально возможные диноцистовые события. В основании интервала отмечено появление вида *Petalodinium waipawaense*, совпадающее с НО наннопланктона *Ch. gigas* (основание зоны CP13с), чуть выше по разрезу (обр. 120) выявлено первое появление *Rhombodinium? aidae*, совпадающее здесь с НО наннопланктона *Nannotetrina quadrata* (основание зоны CP14а), чуть ниже LO наннопланктона *Reticulofenestra umbilica*. Возраст этой части керестинской свиты – поздний лютет (~ 44.0-41.5 млн. лет).

Лишь срединная часть интервала охарактеризована количественно представительными палинологическими ассоциациями, почти полностью представленными диноцистами. Образец 131 характеризуется доминированием (40%) *Impagidinium*, выше по разрезу сменяющимся доминированием ветзелиеллоидных (15-70%), присутствием группы *Enneadocysta/Areosphaeridium* порядка 10-15%, при этом группа *Spiniferites* очень немногочисленна (от 10 до 0%). Скорее всего, в течение этого интервала времени произошли достаточно существенные изменения палеообстановок, выразившиеся в переходе от открыто-

морских внешних неритических к более мелководным, возможно, с пониженной соленостью, чем можно было бы объяснить исчезновение *Impagidinium* и доминирование ветзелиеллоидных в образце 134.

Одиннадцатый диноцистовый интервал выявлен в кумской свите (обр. 136-144) по появлению стратиграфически важного вида *Rhombodinium draco* в образце 136. Согласно данным изучения наннопланктона, эта часть кумской свиты соответствует интервалу зон NP15-16 и CP14a. Выше по разрезу последовательно появляются виды *Petalodinium rhomboideum* и *Distatodinium biffii*, при этом их появление в разрезе отмечается ниже НОс наннопланктона *Chiasmolithus solitus* и *Discoaster bifax*. В верхней части кумской свиты (обр.142), чуть ниже LO наннопланктона *Chiasmolithus oamaruensis* (основание зон CP15a и NP18) отмечены первые появления *Wetzeliella simplex*, *Enneadocysta inessae* и *Thalassiphora fenestrata*; выше LO *Ch. oamaruensis* (обр.144) выявлено первое появление вида *Michouxdinium variabile* (интервал NP18 и CP15a). Присутствие вида *Rh. draco* позволяет сопоставить эту часть кумской свиты с интервалом зоны *Rhombodinium draco* из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), шкалы юга бывшего СССР (Андреева-Григорович, 1991), зоной Var-1 на юге Англии (Bujak et al., 1980). Согласно данным изучения наннопланктона, возраст части кумской свиты, включающей 11-ой диноцистовый комплекс – бартон-начало приабона.

Палинологические ассоциации из количественно представительных образцов характеризуются существенным доминированием диноцист в обр. 137-138 (70-95%), тогда как в обр. 139-140 диноцисты не превышают 55%, при этом существенно (до 35%) увеличивается количество двухмешковой пыли хвойных; в ассоциациях этого интервала постоянно отмечается присутствие (до 15%) внутренних камер фораминифер. Среди диноцист в обр. 137-138 преобладает группа *Enneadocysta/Areosphaeridium* (до 50%), *Spiniferites* – только 10-20%, *Impagidinium* присутствует постоянно (10-20%); в образце 140 резко увеличивается количество ветзелиеллоидных (до 35%). Скорее всего, эта часть кумской свиты могла формироваться в условиях прибрежной зоны, о чем свидетельствует существенное присутствие групп *Enneadocysta/Areosphaeridium* и ветзелиеллоидных, а также увеличение количества пыли хвойных.

Двенадцатый диноцистовый интервал выявлен в единственном образце 145 из самой кровли кумской свиты, чуть ниже границы наннопланктонных зон NP18/NP19 (LO *Isthmolithus recurvus*): в этом образце отмечается первое появление вида *Reticulosphaera actinocoronata*. В разрезе Хеу, таким образом, наблюдается чуть более ранее, чем в Западной Европе (с основания наннопланктонной зоны NP19/20; Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005) появление этого таксона.

Палинологический комплекс из обр. 145 отличается резким сокращением количества диноцист (35%) и существенным привнесом пыльцы покрытосеменных (25%) и хвойных (~20%), а также привнесом прازیнофитов и спор наземных растений. Среди диноцист наблюдается резкий скачок в количестве ветзелиеллоидных (~40%), при этом группа *Enneadocysta/Areosphaeridium* составляет не более 15%, группа *Spiniferites* – не более 10%, *Impagidinium* и другие эко-группы представлены первыми процентами. Исходя из этих характеристик палинологической ассоциации, можно предположить, что в конце кумского времени (ранний приабон) продолжилось обмеление бассейна.

Тринадцатый диноцистовый интервал установлен в низах белоглинской свиты (обр. 146-147): стратиграфически важный вид *Talladinium? angulosum* выявлен в обр. 147 выше LO наннопланктона *Isthmolithus recurvus* (основание зон NP19/20 и CP15b). Этот интервал низов белоглинской свиты можно сопоставить с частью приабонских зон *Charlesdowniea clathrata angulosa* Парижского бассейна (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978) и *Ch. clathrata angulosa/Rhombodinium perforatum* Украины и юга России (Андреева-Григорович и др., 2011).

Низы белоглинской свиты характеризуются палинологическим комплексом, в котором вновь доминируют диноцисты (~80%), первыми процентами представлены акритархи и прازیнофиты, пыльца покрытосеменных и хвойных в целом составляет около 30%. В комплексе диноцист вновь увеличивается количество группы *Spiniferites* (30%) и *Impagidinium* (15%), почти отсутствуют перидиниоидные группы. Начало накопления белоглинской свиты соответствует крупному трансгрессивному этапу в развитии бассейна.

5.2.2.2. Разрез «Страусиная Ферма» (Дагестан)

Территория Дагестана представляет собой относительно глубоководную часть северо-восточного Пери-Тетиса. Палеогеновые отложения протягиваются широкой полосой с северо-запада на юго-восток Дагестана, слагая северо-восточные предгорья Большого Кавказа. Согласно Щербининой и др. (2014), здесь отмечается прекрасная обнаженность морских нижнепалеогеновых (преимущественно карбонатных) отложений с низкой степенью диагенеза. Нижнепалеоценовые (датские) отложения сложены здесь плотными серыми глинистыми известняками с прослоями мергелей и кремнистых пород. Перекрывающие их отложения представлены мягкими песчанистыми мергелями (т.н. фораминиферовая свита) мощностью от 10-20 до 350-360 м. Отложения фораминиферовой свиты в южной части Дагестана отличаются серым цветом, а на севере Дагестана они пестроцветные (Щербинина и др, 2014) и изучаются с

30-ых годов прошлого века (Голубятников, 1938; Шуцкая, Кузнецова, 1953; Шатский, 1963). Урминское плато является здесь особой структурой, которая представляет собой крупную синклинали в центральной части Дагестана.

Стратиграфия палеогеновых отложений Дагестана разработана достаточно слабо в сравнении с другими регионами Кавказа. Здесь изучались планктонные фораминиферы (разрезы по р. Сунже и Халагорк; Шуцкая, 1970), а также были проведены первые исследования наннопланктона по реке Рубас-Чай Н.Г. Музылевым (неопубл.).

В последние годы, в результате серии экспедиций сотрудниками ГИН РАН (Ю.О. Гаврилов, Е.А. Щербинина, Г.А. Александрова), был получен материал из разреза «Страусиная Ферма», расположенного рядом с селом Леваши на юго-восточном крае Урминского плато, что позволило провести комплексное изучение наннопланктона, диноцист и фораминифер (Щербинина и др., 2014). Палеогеновые отложения были опробованы в серии обнажений вдоль безымянного ручья, впадающего в реку Халагорк у северной окраины села Леваши (42°16'12"N, 47°21'19"E). Согласно Щербининой и др. (2014), датские отложения района Урминского плато сложены плотными крупноплитчатыми известняками с прослоями мергелей (~50 м) и перекрываются сверху (по границе "hard ground") тонкослоистыми мергелями (до 35 м), а затем (после эрозионной границы) кремнистыми породами зеландско-танетского возраста. В разрезе также отмечены фрагменты сапропелитовых отложений, отвечающих интервалу ПЕТМ. Ипр в разрезе «Страусиная Ферма» сложен мягкими зеленовато-серыми мергелями с прослоями плотных песчаников (до 10 см) в верхней части.

Из палеоцен-эоценовой части разреза было отобрано более 100 образцов; известковый наннопланктон изучался Е.А. Щербининой, фораминиферы – С.И. Ступиным, палеоценовые диноцисты – Г.Н. Александровой. Подробный микропалеонтологический анализ всего разреза (даний-лютет) дается в публикации Щербининой с соавторами (2014).

Поскольку автором настоящей работы изучались диноцисты только из нижнеэоценового интервала разреза, ниже рассматриваются лишь ипрские комплексы диноцист (Рис. 5.35-5.38).

В рамках настоящего исследования было изучено 23 палинологических образца из нижнеэоценового интервала разреза. Все образцы выявили количественно представительные комплексы палиноморф с безусловным доминированием диноцист (80-100%); акритархи и континентальные палиноморфы не превышают 10% от комплекса. Соотношения диноцистовых эко-групп изменяются внутри изученного интервала: в нижней части разреза отмечается доминирование перидиниоидных диноцист, выше по разрезу преобладают гониаулакоидные группы, среди которых в основном преобладает группа *Spiniferites* (до 45%).

Согласно данным Щербининой и др. (2014), переход от палеоцена к эоцену в разрезе «Страусиная Ферма» сопровождается достаточно сложной картиной: сначала в разрезе отмечаются виды *Tribrachiatus digitalis* и *T. orthostylus*, отвечающие NP10с и NP11 соответственно, а несколько выше (уровень с линзами сапропелита) – виды, характерные для интервала события ПЕТМ (*Rhombaster cuspis*, *R. bramlettei*, *Discoaster araneus*); одновременно с этим отмечается схожая картина и внутри диноцистового комплекса: с одной стороны, здесь выявлены ключевые для события ПЕТМ таксоны *Axiodinium augustum* и *Epelidinium pechoricum*, а с другой – здесь наблюдается засорение более молодыми ипрскими таксонами *Stenodinium meckelfeldense* и *Dracodinium* sp. Всё это свидетельствует о сложных гидродинамических процессах в бассейне на границе палеоцена/эоцена, которые привели к образованию конгломератоподобной массы, сложенной фрагментами различных по возрасту пород.

Нижнеэоценовая часть разреза (верхняя часть наннопланктонной зоны NP10) начинается с первого появления (обр. 8/1) стратиграфически важного вида *Dracodinium astra*, что позволяет сопоставить этот интервал с интервалом западноевропейской зоны *Wetzelia astra* (Powell, 1992). Отсутствие интервала части т.н. инициального эоцена (интервал зоны *Deflandrea oebisfeldensis*), который характеризуется исчезновением видов *Ax. augustum* и *E. pechoricum*, таксономическим обеднением и (часто) доминированием *D. oebisfeldensis* или представителей группы *Areoligera*, позволяет предположить наличие в разрезе стратиграфического перерыва порядка 600 000 лет (55.6-55.0 млн. лет).

Комплекс диноцист в интервале образцов 8/1-7 характеризуется четким доминированием перидиниоидных групп, в основном *Phthanoperidinium*. Среди гониаулакодных наиболее представительны группы *Spiniferites* и *Areoligera*.

Выше по разрезу (обр. 8/2-8/3) отмечается появление видов *Deflandrea phosphoritica* и *Biconidinium longissimum*. Вид *D. phosphoritica* в разрезах Западной Европы (Mudge, Bujak, 1994) чаще всего фиксируется, начиная с интервала зоны *Wetzelia meckelfeldensis*, однако ключевой таксон *Stenodinium meckelfeldense* здесь обнаружен не был.

В образце 7 (чуть выше первого появления наннопланктонного вида *C. calathus*) выявлено первое появление стратиграфически важного вида *Dracodinium simile*, на этом же уровне отмечается последнее появление в разрезе вида *Apectodinium hyperacanthum*. Чуть выше (обр. 8/9=8/10) отмечаются первые появления видов *Epelidinium? translucidum* и *Dolichodinium uncinatum*. Появление вида *Dr. simile* позволяет сопоставить этот интервал разреза с интервалом одноименной зоны западноевропейских шкал (De Coninck, 1991; Powell, 1992).

Начиная с образца 7, количественные соотношения групп диноцист в комплексе существенно изменяются: здесь происходит резкое сокращение представителей *Phthanoperidinium* (с 50 до

10%), увеличивается содержание группы *Areoligera*, доминантом становится группа *Spiniferites* (до 40%). Чуть выше отмечаются относительное сокращение количества диноцист (от 100-90% к 80%) и привнос континентальных палиноморф. Такие изменения в комплексе можно объяснить проявлением трансгрессивной фазы в развитии морского бассейна.

Наличие перерыва в осадконакоплении, который бы соответствовал интервалу первого появления *S. meckelfeldense* (~54.8-53.4 млн. лет), остается под вопросом в связи с присутствием (между LOs *Dr. astra* и *Dr. simile*) вида *D. phosphoritica*.

В образце 130, одновременно с первыми появлениями наннопланктонных видов *C. crassus* и *D. kuepperi*, отмечается появление диноцистовых видов *Dracodinium varielongitudum*, *Dolichodinium? unicaudale*, *Wilsonidium tabulatum*. Выше по разрезу, в образце 4 появляется вид *Petalodinium robertknoxii*, а в образце 132 – *Petalodinium waipawaense*. Появление *Dr. varielongitudum* позволяет сопоставить этот интервал разреза с интервалом одноименной зоны Западной Европы (Powell, 1992), подзоной D7b из компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988) и Германии (Köthe, 2012).

На уровне появления вида *Dr. varielongitudum* отмечаются существенные изменения внутри диноцистового комплекса: здесь происходит резкое увеличение количества ветзелиеллоидных, практически исчезает *Phthanoperidinium*, слегка увеличивается количество группы *Areoligera*, в связи с чем можно предположить новый трансгрессивный импульс и возможное относительное опреснение поверхностных вод, которое могло бы быть благоприятным для ветзелиеллоидных таксонов.

Верхняя часть изученного интервала разреза вызывает некоторые вопросы, касающиеся правильной интерпретации возраста отложений. Согласно данным Е.А. Щербининой, первое появление наннопланктонного вида *Discoaster lodoensis* отмечается лишь с образца 2. Что касается диноцист, то в верхней части разреза (обр. 3) выявлено первое появление вида *Rhadinodinium politum*. Обычно (как в Европе, так и других разрезах Пери-Тетиса и Западной Сибири) этот вид фиксируется внутри интервала зоны *Charlesdowniea coleothrypta* (интервал зоны NP12 по наннопланктону). Здесь же можно отметить и изменение в соотношении эко-групп диноцист, начиная с образца 3: на этом уровне сокращается количество перидиниоидных и увеличиваются пропорции гониаулакоидных групп *Areoligera* (почти 30%) и *Spiniferites*, в палинологическом комплексе наблюдается небольшой всплеск акритарх, что может отражать трансгрессивный импульс. В данном случае можно предположить, что наннопланктонный вид *D. lodoensis*, чье первое появление характеризует основание зоны NP12, не был найден ниже обр. 02 в связи с его редким присутствием в комплексе верхней части разреза. Следует отметить, что для

уточнения интервала первого появления *Rhadinodinium politum* в рассматриваемом районе требуется дальнейшее изучение эоценовых разрезов в Дагестане.

5.3. Крым (разрез Сувлу-Кая)

Палеогеновые отложения известны почти на всей территории Крыма. В южной части полуострова они участвуют в строении северного крыла складчатого сооружения Горного Крыма. Здесь они прекрасно обнажены в полосе большой протяженности и отличаются значительной стратиграфической полнотой (Музылев, 1980).

Наиболее известны и хорошо изучены разрезы в окрестностях Бахчисарая. В естественных обнажениях здесь вскрыта последовательность палеоценовых и эоценовых известняков и мергелей с подстилающими их верхнемеловыми и перекрывающими олигоценовыми породами.

В палеоцен-среднеэоценовой части разреза развиты преимущественно мелководные известняки и мергели с многочисленными остатками бентосной фауны (моллюски, морские ежи, мшанки, остракоды, фораминиферы). Согласно Музылеву (1980), планктонные фораминиферы и наннопланктон немногочисленны (в основном), а в некоторых интервалах почти полностью отсутствуют; в массовом количестве они появляются только в относительно глубоководных отложениях верхнего эоцена.

Начало палеогеновым исследованиям Крыма было дано еще в конце XVIII века, когда русские естествоиспытатели К.И. Габлиц, П.С. Паллас, В.М. Севергин посетили Крым и отметили широкое развитие известняков с нуммулитами (Стратиграфия СССР..., 1975). В XIX веке Дюбуа де Монпере (Dubois de Montpereux, 1837) описал эти нуммулитовые известняки и подстилающие их породы, отнес их к меловой системе. Эоценовый возраст нуммулитовых известняков Крыма был обоснован А.А. Штукенбергом (1837), а его последователи Прендель, Фохт, Каркаш уточнили положение границы мела/палеогена в 80-ые годы XIX века. Первое описание Бахчисарайского разреза было дано О.К. Ланге и Г.Ф. Мирчинком в 1909 г. В период первой половины-середины XX века стратиграфия Крыма была существенно уточнена и дополнена большим количеством выдающихся советских стратиграфов: Е.В. Милановским, М.В. Муратовым, В.В. Меннером, Р.Б. Самойловой, В.Г. Морозовой, Н.Н. Субботиной, Е.К. Шуцкой, Г.И. Немковым, Н.Н. Бархатовой и многими другими (Стратиграфия СССР..., 1975).

Благодаря хорошей обнаженности, разнообразным фаунистическим остаткам (в первую очередь нуммулитоидам), а также предполагаемой стратиграфической непрерывности Бахчисарайский разрез палеогена был предложен в качестве стратотипического для юга СССР и официально принят МСК в 1962 г. Согласно решению МСК, в стратотипическом разрезе были

выделены отложения 6 новых ярусов: инкерманского (нижний палеоцен), качинского (верхний палеоцен), бахчисарайского (нижний эоцен), симферопольского (средний эоцен), бодракского и альминского (верхний эоцен).

С 60-х годов XX века стратиграфические исследования палеогена Крыма еще более интенсифицировались, здесь изучались и продолжают изучаться наннопланктон (Андреева-Григорович, 1973, 1980; Музылев, 1980; Andreeva-Grogorovich, Waga, 2010; Бугрова, Табачникова, 2015), фораминиферы (Голев, Андреева-Григорович, 1982, 1989; Бугрова, 1988, 2002; Бугрова и др., 2002; Беньямовский, 2001; Закревская, 1993; 2005; Копаевич и др., 2008), остракоды (Николаева, 1978, 1979; Савельева, 2002), радиолярии (Липман, 1975, 1984). Существует большое количество публикаций, посвященных анализу Бахчисарайского разреза с точки зрения стратиграфии конца 20-го – начала 21-го вв., среди которых можно назвать работы О.С. Вялова (1976, 1977), Д.П. Найдина (1976; 1985), Б.Ф. Зернецкого с соавторами (2003) и многих других.

Палинологические исследования палеогеновых отложений Крыма были начаты в 70-ые годы прошлого века. Палинологи Е.П. Бойцова, Л.А. Панова, Р.Н. Ротман, В.В. Кораллова, Я.Б. Лейе изучали на территории Крыма и прилегающих областей пыльцу и споры наземных растений (Бойцова, Панова, 1973; Панова, 1978; Ротман, 1971, 1973, 1983; Кораллова, 1968, 1971, 1973, 1974, 1975; Кораллова и др., 1973; Лейе, 1973). Одновременно с этим началось и изучение цист динофлагеллат А.С. Андреевой-Григорович (Григорович, 1972, 1974; Андреева-Григорович, 1984), К.Е. Аристовой (1973) и Р.Н. Ротман (1971, 1986). Наиболее значимые стратиграфические исследования диноцист в Крыму, сопровождавшиеся параллельным изучением известкового наннопланктона, были осуществлены А.С. Андреевой-Григорович, результаты изучения диноцист в Крыму в дальнейшем послужили частью базового материала для ее палеогеновой диноцистовой шкалы (1985, 1991, 1994). Новые данные о цистах динофлагеллат из парастратотипических скважин Бахчисарая были опубликованы А.С. Андреевой-Григорович и Э.С. Олейник в 2008 г. В последние 5 лет появилось лишь одно новое исследование диноцист из узкого интервала, соответствующего переходу от палеоцена к эоцену в восточном Крыму (Александрова, Щербинина, 2011).

Ключевая роль в Бахчисарайском районе принадлежит разрезу Сувлу-Кая, который является одним из самых полных разрезов палеогена в Европе. Разрез Сувлу-Кая расположен в старой части г. Бахчисарай, и является правым склоном глубокой долины р. Чуруксю (44°45'7"N, 33°52'19'E). История изучения этого обнажения насчитывает более 60 лет (Василенко, 1952; Жижченко, 1965; Муратов, Немков, 1960; Немков, Бархатова, 1961; Путеводитель экскурсий..., 1971; Найдин, Беньямовский, 1994; Бугрова, Табачникова, 2015). Из палеогеновых отложений

Сувлу-Кая неоднократно изучались известковый наннопланктон (Андреева-Григорович, 1973, 1991; Kapellos, 1973, Музылев, 1980), фораминиферы (Быков, 1965; Закревская, 1993), споры и пыльца наземных растений (Панова, 1978). Диноцисты ранее не изучались.

Согласно Найдину и Беньямовскому (1994), разрез Сувлу-Кая наращивает вверх расположенный в 1 км к востоку разрез палеоценовых отложений Салачик. На размытой, неровной поверхности палеоценовых известняков качинской свиты залегают отложения нижнеэоценовых бахчисарайской и симферопольской свит. Согласно Найдину и Беньямовскому (1994) и Лыгиной и др. (2010), граница между бахчисарайской и симферопольской свитами проводится приблизительно по литологическому переходу от мергелей к нуммулитовым известнякам (основание нуммулитовой зоны *Nummulites pemkovi*).

Приводимое ниже описание разреза Сувлу-Кая дается по данным К. Кинга и Э. Стербо (King et al., в печати), посетившим разрез в 1996 г. и отобравшим из него образцы для настоящего исследования. За нулевую отметку (0 м) принято основание бахчисарайской свиты.

Бахчисарайская свита:

0-1.7 м: глина с большим содержанием глауконита и фосфоритовой галькой в основании;

1.7-11.6 м: алевритистая глина;

11.6-25.5 м: переслаивающиеся алевритистые глины и мергели, переходящие к кровле в глинистые известняки. Большая часть интервала включает ярко выраженные слои (мощностью до 3 м) с увеличивающимся вверх количеством карбонатного материала. Здесь также наблюдаются несколько тонких прослоев глинистого известняка с большим количеством крупных фораминифер в основании каждого такого прослоя, а на высоте 24.15 м прослой перекрывает поверхность несогласия. При этом это единственная визуально распознаваемая поверхность несогласия внутри бахчисарайской свиты.

Граница между бахчисарайской и симферопольской свитами в разрезе Сувлу-Кая проводится в интервале 25.5-25.7 м на уровне выделяющегося пластового прослоя глинистого мергеля в 20 см ниже основания мергелей.

Симферопольская свита:

25.5-28.65 м: преимущественно мергели;

28.65-32.0 м: глинистые известняки с небольшим дисперсным распространением кварцевых зерен;

32.0-37.0 м: глинистые мергели и мергели в виде промежуточных метровых прослоев, с тонкозернистым глауконитом, особенно в нижнем метре;

37.0-62.0 м: мелоподобные и шпатоподобные известняки с многочисленными нуммулитами.

В рамках комплексного изучения эоценовых отложений разреза Сувлу-Кая были изучены диноцисты, известковый наннопланктон, планктонные фораминиферы, мелкие бентосные фораминиферы, крупные бентосные фораминиферы, остракоды и моллюски. Подробное изучение наннопланктона, фораминифер, остакод и моллюсков приведено в статье King, Iakovleva et al. (в печати). В настоящей работе приводятся данные изучения диноцист и калибровки выявленных диноцистовых событий с событиями по наннопланктону. Наннопланктон изучен Этьеном Стербо (Бельгия).

27 палинологических образцов были изучены из нижнеэоценовых отложений разреза. Большая часть изученных образцов выявила количественно представительные комплексы палиноморф, при этом палинологические комплексы характеризуются существенным доминированием диноцист, отмечено небольшое количество акритарх, прازیнофитов, внутренних камер фораминифер, редких пыльцы и спор наземных растений. В исследуемом интервале разреза было установлено порядка 150 таксонов диноцист, акритарх и прازیнофитов. Палинологические результаты показаны на Рис. 5.39-5.41.

Все изученные образцы из бахчисарайской свиты характеризуются существенным доминированием (до 70%) гониаулакоидных диноцист группы *Spiniferites*. Перидиниоидные диноцисты не превышают 30% от комплекса и в основном представлены родом *Phthanoperidinium*. Симферопольская свита характеризуется существенным изменением в количественном соотношении диноцистовых эко-групп: увеличением количества видов *Thalassiphora* (40%) и существенным сокращением *Spiniferites* в низах свиты. Начиная с высоты 40.5 м, комплексы представлены только гониаулакоидными диноцистами с доминированием группы *Areoligera*, а также постоянным присутствием групп *Spiniferites*, *Cordosphaeridium* и *Homotryblium*. На высоте 48.5 м следует отметить появление в заметном количестве (~15%) вида *Areosphaeridium diktyoplokum*. Типичные для неритических и близких к океаническим обстановкам таксоны (*Nematosphaeropsis* spp. и *Impagidinium* spp.) появляются в разрезе Сувлу-Кая в малых количествах и не превышают первых процентов.

Качинская свита

Диноцистовый комплекс из единственного образца, изученного из качинской свиты (1 м ниже основания бахчисарайской свиты), характеризуется доминированием *Areoligera* spp. (включая, возможно, *Areoligera gippingensis*) и *Glaphyrocysta ordinata*. Комплекс диноцист здесь таксономически обеднен и содержит лишь несколько экземпляров стратиграфически значимых *Alisocysta* sp. 2 sensu Heilmann-Clausen (1985) и *Huysrichosphaeridium tubiferum*, тогда как *Apectodinium* spp. и *Deflandrea oebisfeldensis* отсутствуют. Этот диноцистовый комплекс может быть предварительно скоррелирован с частью подзоны P5b Северного моря (Mudge, Vujak, 1996).

Учитывая фактическое отсутствие представителей рода *Apectodinium* (а если они теоретически и присутствуют, то в количествах меньше 1% и, соответственно, не были выявлены) и присутствие вида *Alisocysta* sp. 2, этот диноцистовый комплекс может быть сопоставлен с низами зон Viborg 4-5 Датского бассейна (Heilmann-Clausen, 1985; интервал акме *Areoligera gippingensis*).

Бахчисарайская свита

Диноцистовый комплекс в основании бахчисарайской свиты (0.1 м, интервал наннопланктонной зоны NP10) таксономически разнообразен и характеризуется доминированием диноцист группы *Spiniferites* (~60%). Представители других гониаулакоидных групп не превышают 5-10%; перидиниоидные диноцисты составляют лишь несколько первых процентов от комплекса. Ряд стратиграфически значимых видов выявлен на этом уровне, среди них *Axiodinium lunare*, *Dolichodinium uncinatum*, *Deflandrea phosphoritica*, *Deflandrea eocenica*, *Danea impages*, *Corrudinium obscurum*, aff. *Heslertonia heslertonensis*, *Phthanoperidinium crenulatum*, *Cannosphaeropsis utinensis*, *Adnatosphaeridium rubustum* и *Adnatosphaeridium vittatum*. Несмотря на то, что зональный вид *Stenodinium meckelfeldense* не был выявлен здесь, присутствие вида *Axiodinium lunare* позволяет отнести этот комплекс к зоне *Wetzelia meckelfeldensis* из шкал Дании и Северо-западной Германии (Heilmann-Clausen, 1988; Heilmann-Clausen, Costa, 1989), а также части подзоны D6b в Германии (Köthe, 2012) и интервалу зон *W. meckelfeldensis*, *Kisselovia crassoramosa* и *Phthanoperidinium crenulatum* в Бельгии (De Coninck, 1991).

Следует отметить, что в разрезе Сувлу-Кая впервые для Крыма и второй раз для всего Пери-Тетиса (Разрез Страусиная Ферма, Дагестан) отмечено присутствие вида *Dolichodinium uncinatum*. Этот вид, ранее считавшийся низкоширотным, был первоначально описан из разреза Луэ (Loue) на юге Аквитанского Бассейна в т.н. «мергелях с дискоциклинами», относимыми к интервалу зоны NP10 (Michoux, 1988). Следовательно, достаточно изохронное появление *Dolichodinium uncinatum* внутри зоны NP10 в Крыму и на юге Франции может указывать на стратиграфический потенциал первого появления этого вида. Отсутствие акме *Apectodinium*, соответствующего интервалу ПЕТМ, отсутствие акме *Deflandrea oebisfeldensis*, а также интервала зоны *Wetzelia astra* в базальной части бахчисарайской свиты свидетельствуют о наличии перерыва, соответствующего как минимум самому началу ипра и, возможно, концу танета.

С основания наннопланктонной зоны NP11 (0.5 м) отмечается относительное уменьшение в содержании группы *Spiniferites* (с 70 до 50%). На уровне 3.5 м отмечается резкое увеличение перидиниоидных *Phthanoperidinium* (~20%). Внутри интервала нижней части зоны NP11 появляются (LOs) *Biconidinium longissimum*, *Heteraulacacysta everriculata*, *Cleistosphaeridium diversispinosum* и *Kallosphaeridium orchiesense*. В этой части разреза также отмечаются, хоть и

запоздалые, появления в комплексе видов *Dracodinium astra*, *Stenodinium meckelfeldense*, *Apectodinium homomorphum*, *Apectodinium quinquelatum* и *Deflandrea oebisfeldensis*, известные из более низких горизонтов крымских разрезов (Андреева-Григорович, 1991).

Первое появление вида *Dracodinium simile* на высоте 4.0 м фиксирует основание зоны *Dracodinium simile* из зональных шкал Costa, Downie (1976), Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto (1978), De Coninck (1991) и Андреевой-Григорович (1991). В разрезе Сувлу-Кая первое появление *Dr. simile* слегка позже последних появлений (НОs) наннопланктонных видов *Neochiastozygus junctus* и *Discoaster multiradiatus* (основание подзоны Ic-II). Одновременно с этим первое появление *Dr. simile* зафиксировано чуть раньше последовательных появлений наннопланктона *Blackites truncates* и *Chiasmolithus calathus*. В рассматриваемом также в настоящей работе разрезе Актулагай в Казахстане первое появление *Dr. simile* раньше последнего появления *D. multiradiatus*, но, как и в Крыму, раньше первого появления *Ch. calathus* (середина NP11), что подчеркивает стратиграфическую важность этого диноцистового события (LO *Dr. simile*).

Первое появление вида *Dracodinium varielongitudum* является стратиграфически важным событием и определяет основание одноименной зоны в бассейне Северного моря (Heilmann-Clausen, 1985; De Coninck, 1991), в Пери-Тетисе (Андреева-Григорович, King et al., 2013) и Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013). Первое появление *Dr. varielongitudum* в Актулагае (King et al., 2013) и, вероятно, в опорном разрезе Альбекхью (Albækhoed) в Дании (King et al., 2013) практически совпадает с основанием зоны NP12, что согласуется и с более ранними исследованиями в северо-восточной Атлантике (Costa, Müller, 1978). В разрезе Сувлу-Кая, тем не менее, *Dr. varielongitudum* появляется только спорадически, начиная с 5.0 м, совпадая с уровнем появления наннопланктонного вида *Blackites truncates* (~4.75 м) и чуть раньше первого появления наннопланктона *C. calathus* (т.е. ниже середины NP11), указывая, таким образом, на его существенное преждевременное диахронное появление в Тетической области. Тем не менее, это диахронное событие должно быть в дальнейшем проверено в других крымских разрезах с целью исключения (или, наоборот, подтверждения) засора.

Диноцистовый комплекс, соответствующий интервалу зоны *Dr. varielongitudum*, характеризуется доминированием группы *Spiniferites* (~50%), слабовыраженным привнесом *Operculodinium* spp. и *Nematosphaeropsis* spp. и единичным присутствием *Impagidinium* spp. Перидиниоидные диноцисты представлены в основном *Phthanoperidinium* со слабым (5%) участием ветзелиеллоидных.

Первое появление вида *Epelidinium? translucidum* и последнее появление *Dracodinium astra/lobiscum* (~7.0 м) отмечены в разрезе выше основания средней части наннопланктонной зоны NP11 и подзоны IIIa1 (LO *Ch. calathus*) и чуть раньше первых появлений наннопланктона

Girgisia gammation и *Blackites dupuisii* (основание подзоны IIIa2). Первоначально вид *Epelidinium? translucidum* был описан из «мергелей с дискоциклинами» в Аквитанском бассейне на юге Франции (Michoux, 1988).

На высоте 10.0 м (низы зоны NP12), чуть выше первого появления наннопланктона *Discoaster lodoensis*, отмечено появление видов *Dolichodinium? unicaudale* и *Petalodinium robertknoxii*. Появление типично тетических таксонов *Epelidinium? translucidum* и *Dolichodinium? unicaudale*, а также отсроченное последнее появление *Dracodinium astra/lobiscum* (в сравнении с СЗ Европой) свидетельствует о четком влиянии Тетиса в изучаемом регионе, по меньшей мере до конца раннего ипра. Первое появление *Petalodinium robertknoxii* в разрезе Сувлу-Кая достаточно изохронно по отношению к этому событию в разрезе Актулагай (Казахстан): в обоих регионах этот вид появляется внутри нижней части зоны NP12.

Последнее появление вида *Hystriosphæridium tubiferum* отмечается в разрезе Сувлу-Кая чуть позже последнего появления наннопланктона *Neochiastozygus rosenkrantzii*, тогда как последнее появление вида *Deflandrea oebisfeldensis* (15.0 м) выявлено выше первых появлений наннопланктона *Blackites thiedeii* и *D. lodoensis* (обильный). Появление на уровне 18.0 м видов *Sophismatia tenuivirgula* и *Operculodinium nanaconulum* в разрезе Сувлу-Кая, скорее всего, является запоздалым и отмечено лишь в срединной части зоны NP12, раньше первого появления наннопланктона *Lophodolithus reniformis*.

Первое появление вида *Eatonicysta ursulae* фиксирует нижнюю границу зоны *Eatonicysta ursulae* в Бельгийском бассейне (De Coninck, 1991) и Казахстане (King et al., 2013) и зоны LC2 южной Англии (Bujak et al., 1980), а также появляется приблизительно на том же стратиграфическом уровне, чуть выше кровли Knudshoved Member в Дании (Heilmann-Clausen, 1993). В разрезе Сувлу-Кая отмечено лишь единичное присутствие вида *Eatonicysta ursulae*. Здесь его появление явно запоздалое и отмечено только на уровне 18.0 м, внутри зоны NP12. Этот факт может свидетельствовать об отсутствии или крайне редком присутствии этого вида в течение раннего ипра в Тетической области.

Первые появления стратиграфически важных видов *Charlesdowniea coleothrypta* и *Sophismatia? insolens* отмечены в разрезе Сувлу-Кая внутри срединной NP12, чуть позже последовательных первых появлений наннопланктона *Lophodolithus reniformis* (19.25 м), обильного *M. mirabilis* (19.5 м) и *Ellipsolithus heilmannclausenii* и *Lopholithus mytiliformis* (19.75 м). Первое появление *Ch. coleothrypta* определяет основание среднеипрской зоны *Charlesdowniea coleothrypta* в СЗ Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), в Лондонском бассейне (Heilmann-Clausen, уст. сообщ.) и Дании (Heilmann-Clausen, 1988). Диноцистовые ассоциации из интервала

зоны *Ch. coleothrypta* в разрезе Сувлу-Кая таксономически разнообразны и по-прежнему отличаются доминированием гониаулакоидных, особенно групп *Spiniferites* и *Operculodinium*.

Первое появление стратиграфически важного вида *Samlandia chlamydophora* установлено в разрезе Сувлу-Кая на уровне 22 м, перед появлением наннопланктона *Blackites creber*. *Samlandia chlamydophora* появляется в среднем ипре в северо-западных европейских бассейнах (De Coninck, 1991; Vujak et al., 1980), а также в Западной Сибири (Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010). В Западной Сибири и Бельгийском бассейне, а также в опорном разрезе Альбекхью в Дании (Heilmann-Clausen, уст. сообщ.) первое появление *Samlandia chlamydophora* отмечается выше последовательного появления видов *Ochetodinium romanum* и *Piladinium columna*. Первое появление *Ochetodinium romanum* фиксирует основание зоны *Ochetodinium romanum* в Бельгии (De Coninck, 1991) и зоны *Och. romanum/S. chlamydophora* в Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013). Слишком запоздалое появление вида *Och. romanum* в Сувлу-Кая на уровне 30.0 м может быть объяснено очень редким присутствием этого вида или его пропуском внутри интервала верхней части зоны NP12. В качестве альтернативного варианта можно предположить наличие непродолжительного стратиграфического перерыва в верхней части бахчисарайской свиты.

Запоздалые появления видов *Radinodinium politum*, *Petalodinium condylos* и *Huysrichokolpota spinosum* отмечены в разрезе чуть ниже кровли свиты, на уровне 25.0 м, после первого появления наннопланктона *B. creber* и совпадают с первым появлением частого *B. creber*.

Можно отметить, что в целом для бахчисарайской свиты характерны комплексы диноцист с доминированием открыто-морских, типичных представителей внешней неритической зоны – группы *Spiniferites*.

Симферопольская свита

С основания симферопольской свиты наблюдается существенное сокращение количества группы *Spiniferites*, при этом отмечается слабый привнос (5%) групп *Homotryblum*, *Areoligera* и *Diphyes/Dapsilidinium*. На уровне 32.0 м зафиксированы существенные количественные изменения в комплексе: группа *Spiniferites* достигает только 20%, доминирует *Thalassiphora* spp. (в основном *Th. pelagica*, 40%), постоянно присутствие групп *Areoligera*, *Homotryblum*, *Cordosphaeridium* и *Operculodinium*; перидиниоидные диноцисты при этом (ветзелиеллоидные и *Phthanoperidinium*) составляют порядка 10%. Доминирование *Thalassiphora pelagica*, возможно, указывает на усиление поступления питательных веществ в бассейн в следствие привноса пресной воды с суши, или же может свидетельствовать о стратификации солености в толще воды.

Последние появления видов *Stenodinium meckelfeldense* и *Apectodinium* cf. *hyperacanthum* (у второго вида самое позднее НО в сравнении с другими бассейнами) отмечены на уровне 30.0 и

32.0 м соответственно, после первых появлений наннопланктона *Discoaster aff. sublodoensis* и *Cyclcoccolihthus* spp. (нижняя часть NP13).

Начиная с 40.5 м, диноцистовые комплексы менее разнообразны и диноцисты менее обильны. Группа *Spiniferites* представляет 20-25% от комплекса, группы *Homotryblum* и *Cordosphaeridium* присутствуют постоянно (10% и 15-20% соответственно), доминирует группа *Areoligera* (30%); перидиниоидные диноцисты практически отсутствуют.

Первое появление стратиграфически важного вида *Areosphaeridium diktyoplokum* в разрезе Сувлу-Кая зафиксировано только на уровне 48.5 м, выше уровня появления наннопланктона *Ectalithus crassus*. Как уже отмечено выше, первое появление *Ar. diktyoplokum* устанавливает нижнюю границу зоны *Areosphaeridium diktyoplokum* в различных регионах. В бассейне Северного моря LO *Ar. diktyoplokum* косвенно калибруется с границей зон NP12/NP13 (Bujak, Mudge, 1996). В разрезе Albækhoved в Дании (Heilmann-Clausen, уст. сообщ.), разрезе Актулагай (King et al., 2013) и разрезе Хей LO *Ar. diktyoplokum* напрямую калибруется с самым концом зоны NP12, очень близко к границе зон NP12/NP13. В разрезе Сувлу-Кая граница NP12/NP13 установлена на уровне ~26.25 м, чуть выше основания симферопольской свиты и на 22 м ниже первого зафиксированного в разрезе появления *Ar. diktyoplokum*. Такое запоздалое появление этого вида-индекса может быть объяснено количественно слабо представительными комплексами диноцист из симферопольской свиты. Соответственно, исходя из малой насыщенности мацерата в нижней части симферопольской свиты, можно предположить, что первое появление вида *Ar. diktyoplokum* на уровне, близком к 26 м, пропущено и основание зоны *Ar. diktyoplokum* можно всё-таки предположить вблизи основания симферопольской свиты.

Стратиграфически важные виды диноцист *Hystriosphaeopsis costae*, *Dracodinium eocaenicum* и *Duosphaeridium nudum*, характерные для терминального иппра, а также любые лютетские таксоны не обнаружены в верхах симферопольской свиты в разрезе Сувлу-Кая, что, как и данные изучения наннопланктона, указывает на позднеипрский возраст верхней части разреза.

Таким образом, результаты проведенного исследования диноцист и известкового наннопланктона из разреза Сувлу-Кая, позволяют уточнить стратиграфический диапазон бахчисарайской и симферопольской свит: (1) бахчисарайская свита соответствует нижнему-среднему ипру; (2) симферопольская свита соответствует верхнему ипру, при этом граница между бахчисарайской и симферопольской свитой близка к границе наннопланктонных зон NP12/NP13. Следует, однако, отметить, что возраст кровли симферопольской свиты должен быть уточнен в рамках последующих исследований новых разрезов из Бахчисарайского района.

В рамках нашего комплексного исследования нижнеэоценовых отложений разреза Сувлу-Кая в сотрудничестве с коллегами (King et al., в печати), были сделаны некоторые выводы о возможных условиях осадконакопления в течение ипра.

Бахчисарайская свита:

Отсутствие крупнообломочного материала, а также отсутствие осадочных структур, генерируемых штормовыми или потоковыми процессами, указывают на обстановки ниже уровня штормовых волн. Относительно высокое разнообразие бентосных таксонов и основательная биотурбация отложений свидетельствуют о наличии достаточного количества кислорода в донной части бассейна. Большое количество бентосных фораминифер, включая крупные фораминиферы, присутствие крупных эпифаунных моллюсков (остреид) на некоторых уровнях, и относительно малая мощность среднеипрской части могут указывать, в свою очередь, на относительно небольшую скорость седиментации.

Согласно данным К. Кинга, микрофаунистические данные могут указывать на внешне-неритическую обстановку (>100 м) осадконакопления базальной части бахчисарайской свиты и средне-неритические обстановки для остальной части свиты; необычной особенностью бахчисарайской свиты является присутствие (вплоть до обильного) крупных фораминифер в мягком субстрате (на что указывают глины), тогда как в современных условиях такое их обилие характеризует как раз крупнозернистый или карбонатный субстрат.

Симферопольская свита:

Постепенное увеличение карбонатной составляющей в нижней части симферопольской свиты сопровождается ростом количества и разнообразия нуммулитов и сокращением ассалин и оперкулин, что может быть проинтерпретировано как уменьшение глубины бассейна. Как и для бахчисарайской свиты, отсутствие признаков штормовой деятельности указывает на глубины ниже действия штормовых волн, если только они не были уничтожены в процессе биотурбации. Для симферопольской свиты можно предположить средне-неритические обстановки осадконакопления (>30 м), что мельче, чем предполагается для бахчисарайского времени.

Что касается выявления сиквентных интервалов, то для таких средне- и внешне-неритических обстановок осадконакопления, которые предполагаются для бахчисарайской свиты, выявление последовательностей среднего и высшего порядка, а зачастую и трактов (systems tract) достаточно затруднительно в связи с ограниченным влиянием мелких флуктуаций уровня моря на модель осадконакопления. Часто лишь последовательности низкого порядка могут быть идентифицированы. Так, основание бахчисарайской и кровля симферопольской свит являются хорошо выраженными поверхностями раздела, но между этими поверхностями никаких крупных стратиграфических перерывов или заметных резких изменений в осадконакоплении, которые бы

были выявлены биостратиграфически или седиментологически, не наблюдается. В целом, очевиден последовательный переход от внешней неритической обстановки к мелеющей средней неритической зоне, и, в конечном итоге, развитию карбонатной платформы. Внутри этого общего тренда можно выделить несколько т.н. поверхностей раздела:

Основание бахчисарайской свиты является крупной поверхностью несогласия, при этом хиатус соответствует танету и самому началу ипра. Основание свиты отмечено большим содержанием глауконита, фосфоритовой галькой и переотложенным меловым наннопланктоном и интерпретируется одновременно как граница последовательностей и трансгрессивная поверхность.

Интервал 0-2 м, характеризующийся большим количеством глауконита может быть интерпретирован как трансгрессивная фаза ритма (TST).

Последующее сокращение количества глауконита, вместе с концентрациями остреид и редких фосфатных галек на уровне ~0.9 м может приблизительно соответствовать поверхности максимального затопления (MFS). Это подтверждается большим процентным содержанием планктонных фораминифер (на уровне 2.0 м) и наибольшим процентным содержанием диноцист группы *Spiniferites* (1.8 м).

Начиная с 11 м, однородные глины в виде утрамбованных пачек в 3 м мощностью с постепенным увеличением в каждой пачке к верху карбонатной составляющей (от карбонатных глин к мергелям) достаточно сложно интерпретировать. Наличие фосфатных галек на уровне 19.45 м может свидетельствовать о границе сиквенций.

Поверхность пропуска (omission surface) на уровне 24.15 м, за которой сразу следует появление дисперсного тонкозернистого глауконита и тонкозернистого кварца, может указывать на очередную сиквентную границу. Согласно данным К. Кинга, эта граница соответствует уровню уменьшения соотношения планктонных фораминифер и уменьшению разнообразия бентосных фораминифер.

Следующая поверхность пропуска отмечается на уровне 25.5м; она перекрывается при этом тонким ракушечным глинистым известняком с дисперсным тонкозернистым глауконитом и интерпретируется как возможная сиквентная граница. Слой известняка при этом (с определенной долей сомнения) может быть интерпретирован как трансгрессивная фаза ритма (TST). Последующий интервал с постепенно увеличивающимся карбонатным содержанием (от известковой глины к глинистому известняку, 25.5-32.0 м) сопровождается постепенным включением дисперсного алеврита и тонкозернистого песка и интерпретируется как фаза высокого стояния воды (HST).

На уровне 32.0 м наблюдается переход к переслаиванию мергелей и глинистых известняков, сопровождающийся появлением тонкозернистого глауконита и очень тонкозернистого песка. Этот уровень интерпретируется как сиквентная граница. Дисперсный глауконит в малых количествах продолжает встречаться до 35.0 м. Начиная с ~38 м, разрез достаточно однороден, здесь сиквентные поверхности и тренды не выявлены. Тонкозернистый глауконит наблюдается на уровне 42 м.

5.4. Днепровско-Донецкая впадина, Украина (Скважина №230)

Северо-украинская палеоседиментационная провинция включает в себя Днепровско-Донецкую впадину, прилегающие к ней части Украинского щита и Воронежской антеклизы, а также окраины Донецкого складчатого сооружения. На протяжении всего палеогена (от раннего палеоцена до позднего олигоцена включительно) в пределах Северо-украинской провинции существовала система единых, сменявших друг друга во времени, морских бассейнов внутриплатформенного типа со всеми присущими им стандартными батиметрическими элементами: относительно глубоководная зона в Днепровско-Донецкой впадине и мелководные зоны вплоть до береговой линии в пределах Приднепровской части Украинского щита, южного склона Воронежской антеклизы, западных и северных окраин Донбасса. Мощность палеогеновых отложений варьирует здесь от нескольких десятков сантиметров до сотен метров в осевой части Днепровско-Донецкой впадины. Сформировавшиеся в этих бассейнах разнофациальные отложения существенно отличаются литологически, поэтому воссоздание единого латерального ряда последовательных фациальных переходов представляет собой сложную задачу. Кроме того, в раннем и частично среднем палеогене морские бассейны лишь эпизодически, обычно в максимуме трансгрессии, выходили за пределы Днепровско-Донецкой впадины, поэтому присутствие морских палеогеновых отложений этого возраста в мелководных зонах проблематично.

Что касается истории изучения палеогеновых отложений Днепровско-Донецкой впадины, то начало этих исследований было положено более века назад. Так, Дюбуа де Монпере (Dubois de Montpereux) еще в 19-ом веке первоначально идентифицировал фауну из Каневско-Днестровской впадины и сопоставил ее с третичной фауной Парижского бассейна, что явилось первым упоминанием нижнетретичных отложений в Российской Империи (Горбунов, 1979). Стратиграфическая схема нижнетретичных отложений Украины создавалась усилиями многих исследователей. В 60-х годах 19-го века Барбот де Марни (1867, 1870) выделил ярус т.н.

«спондиловых» глин и «харьковскую породу» - толщу лежащих на этих глинах песчаных и кремнистых осадков. В 1873 г. К.М. Феофилактов добавил к этой схеме ярус «пестрых глин», ярус «белых кварцевых песков» и ярус «бучакских и трактемировских песчаников». В 1893 г. Н.А. Соколов опубликовал первую сводную стратиграфическую схему палеогеновых отложений юга России, согласно которой толща нижнетретичных осадков расчленялась на 4 яруса снизу вверх: бучакский (средний эоцен), киевский (верхний эоцен), харьковский (нижний олигоцен) и полтавский (средний и верхний олигоцен). В начале 20-го века эта схема, благодаря усилиям многих исследователей (Г.А. Радкевича, П.Я. Армашевского, В.И. Лучицкого, М.Е. Мельник, О.К. Каптаренко-Черноусовой, М.Н. Ключникова и т.д.) претерпела значительные изменения и дополнения. В первой унифицированной схеме Украины (Зосимович и др., 1963) было установлено, что только верхняя часть «Харьковского яруса» (глауконитовые пески) соответствует олигоцену, тогда как его нижняя часть должна быть отнесена к эоцену.

Согласно Радионовой и др. (1994), разрезы Днепровско-Донецкой впадины относятся к т.н. северному типу развития палеогена в пределах Русской платформы и сопредельных территорий: палеогеновые отложения Северо-украинской палеоседиментационной провинции представлены преимущественно известковыми песчано-глинистыми отложениями с невысоким, фрагментарным содержанием палеонтологических остатков (редкие остатки бентосных фораминифер, редкий наннопланктон, лишь отдельные стратиграфические уровни с богатыми комплексами радиолярий и диатомовых). Это, согласно Зосимовичу (2006), предопределило основную проблему всего палеогена – недостаточное палеонтологическое обоснование стратиграфических построений: объемы стратонов, их возрастной (временной) интервал, корреляционные уровни соответствия подразделениям общей шкалы и т.д. Что касается эоцена, то решение этих вопросов осложнено применительно к каневскому и бучакскому горизонтам, в меньшей степени – к псёльскому, обуховскому и межигорскому, и только для киевского горизонта, отличающегося достаточно хорошо изученным богатым комплексом ископаемых организмов, вопросы датирования и корреляции решены на зональном уровне по комплексам ортостратиграфических групп (Зосимович, 2006).

Палеоценовые отложения Северо-украинской палеоседиментационной провинции (сумский надрегиоярус) распространены практически повсеместно в глубоководных зонах Днепровско-Донецкой впадины, в пределах Донецкого региона палеоцен установлен в Северо-Донецком прогибе и на северных окраинах Донбасса. На западных окраинах Донбасса, на большей части Украинского щита, а также на сводах и в присводовых частях купольных структур Днепровско-Донецкой впадины палеоценовые отложения отсутствуют (Зосимович, 2006).

Согласно последней Унифицированной стратиграфической шкале Украины (1987), эоценовые отложения в Северо-украинской палеоседиментационной провинции представлены каневским (~нижний эоцен), бучакским (нижняя часть среднего эоцена), киевским (верхняя часть среднего эоцена) и обуховским (верхний эоцен) регионарусами.

Согласно «Стратиграфии СССР. Палеогеновой системе» (1975), бучакская свита подразделяется на две части: нижняя часть (т.н. костянецкий горизонт) представлена зеленовато-серыми кварцевыми глауконитовыми песками, иногда с небольшими линзами тонокопесчанистых глин; верхняя часть (т.н. трактемировский горизонт) выражена серыми или желтоватыми песками, с небольшой примесью глауконита, с крупными глыбами кремнистого песчаника. Согласно «Стратиграфии СССР. Палеогеновой системе» (1975) и «Стратиграфическому словарю СССР» (1982), а также Унифицированной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украины (1987), бучакская свита характеризуется присутствием моллюсков *V. elegans*, *Tr. parissiensis*, *T. rostralina*, *P. margaritaceae*, *C. porulosum*, *Rimetta fissurella*, *Ter. sopitum*, *F. tricarinatus*, *Cas. enodis* и т.д. Внутри свиты обнаружены агглютинирующие фораминиферы *Cibicides* spp. и *Discorbis* spp., а также зубы акул *Isistius trituratorus*. В бучакской свите выявлена пыльца *Palmae*, *Myrica*, *Myrtaceae*, *Ericaceae*, *Carya*, *Castanea*. Что касается диноцист, то до настоящего времени в отложениях бучакской свиты Украины они не изучались; в соседней Белоруссии диноцистовый комплекс бучакской свиты охарактеризован присутствием *Ceratocorys* sp., *Microdinium* sp., *Kisselevia ornata* и *Deflandrea phosphoritica* (Григялис и др., 1988).

Киевская свита отличается наибольшим распространением и наиболее глубоководным фаціальным составом и представлена во всех регионах Северо-украинской провинции. Согласно «Стратиграфии СССР. Палеогеновой системе» (1975), в областях наиболее полного развития киевская свита отчетливо разделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (24-46 м) представлена толщей мергелей и известковых глин, к низу переходящих в известковые пески со стяжениями песчаных фосфоритов. Верхняя подсвита («наглинок») (6-7 м) представлена толщей слюдистой и бескарбонатной алевролитовой глины, переходящей иногда в верхних слоях в алевролитовый песок с пиритом и глауконитом. Согласно «Стратиграфии СССР. Палеогеновой системе» (1975), в киевской свите обнаружены моллюски *S. tenuispina*, *S. rarispinus*, *S. buchi*, *O. cubitus*, *Ch. idoneus*, *Cr. fuchsi* и т.д. Согласно Унифицированной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украины (1987), киевская свита характеризуется присутствием фораминифер *T. carinatiformis*, *C. szaboi*, *A. bulbrookii*, *A. rotundimarginata*, *A. pentacamerata*, *G. turkmenica* и т.д., а также известкового наннопланктона *Discoaster martini*, *D. septemradiatus*, *D. barbadiensis* и т.д. Также из киевской свиты известны радиолярии *A. ensiger*, *X. visendus* и т.д. Согласно данным А.С.

Андреевой-Григорович и др. (1975), нижняя и средняя части киевских мергелей в районе Киевского Приднестровья (стратотипическом разрезе киевской свиты) содержат комплекс наннопланктона, соответствующий зоне NP16 (*Discoaster tani nodifer*), тогда как верхняя часть киевских мергелей характеризуется наннопланктоном зоны NP17 (*Discoaster saipanensis*). Внутри интервала зоны NP17 были выявлены диноцисты *Thalldinium? clathratum*, *Microdinium ornatum*, *Petalodinium cf. rhomboideum*, *Stichodinium? cf. lineidentatum*, а внутри т.н. «наглинка» был отмечен диноцистовый комплекс, близкий приабонскому комплексу из белоглинской свиты Северного Кавказа (Андреевой-Григорович и др., 1975). Согласно З.И. Глезер (1979), комплекс диатомей из верхнекиевской подсвиты с *Paralia oamurensis* был отнесен к верхнему эоцену. По данным Т.С. Рябоконт и Т.В. Шевченко из центральной части Украинского щита (Ryabokon, Shevchenko, 2001), киевская свита характеризуется комплексом фораминифер, близким к таковому из биарицких отложений Франции (зона P14), а также комплексом диноцист с видами *C. cantharellus*, *Ar. diktyoplokum*, *E. arcuata*, *E. partridgei*, *E. pectiniformis*, *Homotryblium cf. floripes*, *W. ovalis*, *Ch. coleotrhypta*, *Ch. fasciata*, *S. reticulata*, *Rhombodinium porosum*, *Rh. perforatum*, *H. porosa*, *Th. fenestrata* и *Th. reticulata*. Несмотря на присутствие в списке некоторых ключевых позднеэоценовых видов (*Rh. perforatum*, *Th. reticulata*) Т.В. Шевченко (2002) ошибочно выявила в верхней части киевской свиты интервал зоны *Rh. porosum* и отнесла эти отложения к бартону (зона NP17).

Обуховская свита (=харьковская) (2-20 м) очень широко распространена на севере Украины и чаще всего сложена бескарбонатными, в различной степени песчано-глинистыми алевролитами, иногда с глауконитовыми песками и песчаниками. Согласно Унифицированной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украины (1987), обуховская свита характеризуется в разных частях Украины наличием фораминифер *Astegerina stelligera*, *Cyclammina pseudocancellata*, *Haplophragmoides stavropolensis*, *Nummulites concinnus* и т.д.; известкового наннопланктона *Istmolithus recurvus* и *Sphenolithus pseudoradians*; моллюсков *Leda provalis*, *Spondylus septemcostatus*, *Ostrea callifera* и т.д.; брахиопод *Terebratula rotundata*, остракод *Cyterella compressa* и т.д. Согласно В.А. Крашенинникову и М.А. Ахметьеву (Крашенинников и др., 1998), комплекс диноцист из обуховской свиты представлен *Talladinium? clathratum*, *Talladinium? angulosum*, многочисленными *D. phosphoritica*, *Microdinium reticulatum* и *W. ovalis*. Согласно Зелинской и др. (1984), комплекс диноцист из обуховской свиты таксономически и количественно существенно беднее, чем комплекс из карбонатных глин и мергелей киевской свиты.

Скважина 230 (Стрелечье) пробурена в 1990-91 гг. Белгородским ПГО на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы близ г. Белгорода. Описание разреза и выделение свит было сделано А.Г. Назарковым, который использовал литостратиграфическую схему, разработанную ПГО «Центр-геология» для палеогеновых отложений Воронежской антеклизы на основе модифицированной литостратиграфической схемы палеогена Украины (Макаренко и др., 1987). Палеогеновые отложения в скв. 230 подстилаются светло-серыми мелоподобными известняками предположительно маастрихтского возраста, на которые с размывом ложатся темно-зеленые и серо-зеленые слюдистые глауконитовые алевриты бучакской свиты (2 м). В основании киевской свиты, возможно, имеется размыв. Разрез киевской свиты начинается пачкой светлых песков (2 м), которая сменяется серыми и серовато-зелеными глинами и глинистыми алевритами с линзочками и прослоями кварцевого песка мощностью 17 м. Обуховская свита представлена желтыми, серыми и зеленоватыми песками, слюдисто-глауконитовыми, в отдельных интервалах – глинисто-алевролитовыми, мощностью 13.7 м. Отложения обуховской свиты перекрываются песками полтавской серии неогена.

В предыдущие годы из эоценовых отложений скв. 230 были изучены фораминиферы, известковый наннопланктон, радиолярии и диатомовые (Радионова и др., 1994) (Рис. 5.42).

Согласно Н.Г. Музылеву, разнообразный комплекс наннопланктона обнаружен на глубине 79.6-73.0 м и содержит более 20 видов: *Coccolithus eopelagicus*, *C. formosus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Rhabdosaera gladius*, *Discoaster strictus*, *Chiasmolithus solithus* etc. Такой комплекс типичен для подзоны *Discoaster bifax* зоны *Reticulofenestra umbilica*.

В рамках настоящего исследования из разреза скв. 230 было изучено 77 палинологических образцов. Основные результаты представлены на Рис. 5.43-5.45.

В целом, большая часть образцов из бучакской, киевской и нижней части обуховской свит (глубины 101.0-49.0 м) выявили количественно представительные комплексы палиноморф. В нижнем образце из полтавской свиты (предположительно неогенового возраста) обнаружены многочисленная пыльца таксодиевых и единичные водоросли *Tyrtodiscus* sp. и *Palambages* sp., в остальных образцах из этой свиты палиноморфы не обнаружены.

В общей сложности, 154 таксона диноцист, акритарх и других водорослей были обнаружены в эоценовой части разреза скв. 230. При этом соотношения между различными группами морских и наземных палиноморф существенно отличаются внутри различных свит. Так, бучакская свита, перекрывающая предположительно маастрихтские мергели, характеризуется преобладанием в комплексах диноцист (50-90%), большим содержанием пыльцы хвойных (до 40%) и заметным присутствием (до 15%) переотложенных меловых диноцист. Киевская свита отличается чередованием уровней доминирования диноцист (до 100%) и акритарх (до 55%) при небольшом

участи континентальных палиноморф. Отметим, что комплекс диноцист в нижней части киевской свиты характеризуется существенным привнесом диноцист вида *Microdinium reticulatum* (до 65%), сменяющимся доминированием *Deflandrea phosphoritica* (до 55%) и *Spiniferites* spp. (до 40%) в верхней части свиты. Наконец, нижняя часть обуховской свиты также характеризуется существенными изменениями в составе палинокомплексов: диноцисты либо являются доминантами, либо представлены в существенном количестве, акритархи не превышают 3% от комплекса, тогда как зеленые водоросли, микрофораминиферы и континентальные палиноморфы в сумме достигают до 75% от общего состава.

Осадки, составившие самый нижний палинологический образец, изученный в разрезе скважины (глубина 103.0 м), скорее всего были перемешаны с таковыми перекрывающей бучакской свиты. Этот образец выявил комплекс с содержанием эоценовых и меловых таксонов. Среди меловых таксонов отмечены *Subtilisphaera deformans*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Membranilarnacia* cf. *liradiscoides*, *Leberidocysta chlamydata*, *Fibradinium annetorpense*, *Chatangiella* sp., *Hystriospheraidium tubiferum* и *Spinidinium clavus*. Основываясь на присутствии *M.* cf. *liradiscoides* и *L. chlamydata*, этот комплекс датирован маастрихтом.

На основании появления стратиграфически важных видов диноцист, а также основных количественных изменений в составе палинокомплексов, внутри эоценового разреза выявлены 5 интервалов (снизу вверх):

В интервале глубин 101.2-96.0 м выявлен таксономически богатый первый диноцистовый комплекс, включающий, помимо прочего, типично лютетские таксоны *Cordosphaeridium cantharellus*, *Costacysta bucina*, *Enneadocysta arcuata* и *Wetzeliella ovalis*. Основываясь на сравнительном анализе с комплексами диноцист из северо-западной Европы, нижняя часть бучакской свиты может быть опосредованно стратиграфически сопоставлена с интервалом наннопланктонной зоны NP15-16 Martini (1971), средний лютет. Палинологические ассоциации из низов бучакской свиты характеризуются подавляющим доминированием диноцист *in situ* с небольшим (5%) привнесом переотложенных форм, пыльца хвойных составляет 10%, а микрофораминиферы – 8% от общего состава. Среди диноцист можно отметить многочисленные *Spiniferites* (35-43%) и перидиноидные (ветзелиеллоидные, дефландроидные, *Phthanoperidinium*). Такое большое содержание открыто-морской группы *Spiniferites*, как и наличие эрозионной поверхности в основании свиты, перекрывающей маастрихтские мергели, указывают на существенный трансгрессивный этап в развитии морского бассейна в течение среднего лютета.

Второй интервал (глубина 96.0-79.6 м) представляет собой большую часть бучакской свиты и характеризуется появлением целого ряда стратиграфически важных таксонов диноцист. Так, в нижней части интервала выявлены первые спорадические появления видов *Heteraulacacysta*

porosa и *Distatodinium ellipticum*. Ключевые таксоны *Wilsonidium? echinosuturatum*, *Rhombodinium draco* и *Homotryblium floripes* появляются в средней части интервала, а в верхней части отмечаются первое спорадическое появление *Thalassiphora fenestrata*, первое частое появление вида *H. porosa* и, наконец, последние появления *Diphyes ficusoides* и обильного *Diphyes pseudoficusoides*. Исходя из того, что *H. porosa* и *Th. fenestrata* впервые появляются, начиная с верхов интервала наннопланктонной зоны NP15-16, а первое появление *Rh. draco* известно, начиная с верхов NP16 в Северо-Западной Европе (Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005) и в других районах Пери-Тетиса, основная часть бучакской свиты отнесена к лютету, косвенно часть NP15-NP16 (частично). Особого внимания заслуживает первое спорадическое появление в бучакской свите вида *Distatodinium biffi* на глубине 86.7м; его «преждевременное» первое появление ранее уже отмечалось в Датском бассейне (Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005) и Прикаспии (скв. 57). Наряду с продолжающимся доминированием диноцист (50-90%), палинологические ассоциации в данном интервале характеризуются существенным увеличением количества пыльцы хвойных (до 40%), привносом акритарх (до 23% в верхней части) и небольшим добавлением покрытосеменных и спор наземных растений. Комплекс диноцист по-прежнему отличается многочисленной группой *Spiniferites* (до 55%), небольшим добавлением *Impagidinium* spp.; количество перидиниоидных варьирует от 10 до 40%; самая верхняя часть интервала охарактеризована увеличением количества вида *Microdinium reticulatum* (18%). Продолжающееся доминирование группы *Spiniferites* совместно с усилением доли акритарх и пыльцы хвойных (скорее всего означающие увеличение поступления питательных веществ в результате привноса пресной воды в моменты подъема уровня моря) указывают на продолжение важного трансгрессивного этапа в развитии морского бассейна в течение второй половины среднего эоцена.

Основываясь в первую очередь на данных изучения известкового наннопланктона Н.Г. Музылевым из скв. 230, можно заключить, что нижнекиевская подсвита (глубина 79.6-70.0 м) соответствует бартонской части зоны NP15-16. Что касается стратиграфически важных диноцистовых событий, то этот интервал киевской свиты охарактеризован лишь последним появлением вида *Phthanoperidinium regalis*. Однако палинологический комплекс нижнекиевской подсвиты отмечен значительными изменениями: наряду с доминированием диноцист (40-99%) акритархи становятся многочисленными или доминирующими (до 60%), тогда как наземные палиноморфы составляют не более 8% от комплекса. Диноцистовый комплекс, в свою очередь, характеризуется моновидовым доминированием *Microdinium reticulatum* (до 65%), большим содержанием группы *Spiniferites* (до 35%) и относительным увеличением количества перидиниоидных (до 40%). Чередование доминирования диноцист и акритарх наряду с

существенным сокращением количества континентальных палиноморф свидетельствуют о новом, важном трансгрессивном этапе в развитии морского бассейна и относительном сдвиге береговой линии.

Интервал между 70.0 и 59.5 м глубины выявил последнее появление частой встречаемости *Costacysta bucina* и первое появление вида *Lentinia serrata* в нижней части, а также последнее спорадическое появление *C. bucina* и первое частое появление вида *Th. fenestrata* в верхней части. Основываясь на предыдущих выявляниях вида *L. serrata* в других разрезах Северного полушария, начиная с интервала наннопланктонной зоны NP17 (Williams et al., 2004) и частого появления *Th. fenestrata* (ранее известного из бартонских и приабонских отложений в Датском бассейне), верхнекиевская подсвита может быть отнесена к бартону (NP17)-предположительно низам приабона (NP18). Палинологический комплекс по-прежнему характеризуется преобладанием диноцист (45-100%) и существенными пиками в содержании акритарх (до 55%). В то же время, диноцистовые ассоциации отмечены здесь существенным сокращением в содержании *M. reticulatum*, значительным увеличением доли перидиниоидных (особенно дефландроидных, до 60%) и относительным увеличением количества группы *Areoligera* (до 20%). Возможно, эти характеристики являются показателями увеличения поступления питательных веществ с суши при относительном повышении уровня моря.

В нижней части обуховской свиты (глубина 59.5-52.4 м) внутри количественно представительного комплекса диноцист выявлено первое появление стратиграфически важного вида *Rhombodinium longimanum*. Основываясь на ранее опубликованных исследованиях из приабонских отложений Северо-западной Европы (Heilmann-Clausen, Van Simaey, 2005) и Западной Сибири (Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010), нижняя часть обуховской свиты предположительно отнесена к приабону (интервал зон NP19/20). Палинологический комплекс нижней части обуховской свиты характеризуется существенным сокращением доли акритарх, флуктуациями в содержаниях диноцист (25-85%), заметным привносом зеленых водорослей (5-15%), микрофораминифер (10%) и особенно континентальных палиноморф (пыльцы хвойных, покрытосеменных, грибов и неизвестных континентальных палиноморф, до 75%). Диноцистовый комплекс, в свою очередь, отмечен многочисленными гониаулакоидными (в первую очередь групп *Spiniferites* и *Areoligera*); перидиниоидные составляют порядка 30% от общего состава. Существенное увеличение содержания континентальных элементов в палинологическом комплексе наряду со значительным количеством диноцистовых групп *Spiniferites* и *Areoligera* в нижней части обуховской свиты может свидетельствовать о трансгрессивной фазе в развитии бассейна, а дальнейший переход к обедненному

палинологическому комплексу в верхней части свиты уже может говорить о последующем обмелении данного участка моря.

Исходя из полученных данных, можно отметить, что скважина 230, пробуренная в северной части Днепровско-Донецкой впадины, выявила сокращенный разрез палеогена: среднеэоценовые отложения бучакской свиты перекрывают здесь напрямую верхнемеловые мергели. Отсутствие палеоценовых-нижнеэоценовых отложений здесь может быть предположительно объяснено тем, что в течение палеоцена-раннего эоцена морская трансгрессия имела в регионе относительно небольшую амплитуду, в связи с чем море не достигало некоторых периферических частей Северо-украинской провинции. В данном случае нельзя исключать и серьезные эрозионные процессы на северном склоне Днепровско-Донецкой впадины, которые могли привести к размыву и без того маломощных песчаных отложений.

Что касается бучакской свиты, то ее в целом лютетский возраст предполагался еще с 60-х годов прошлого века, однако проблема полной или неполной тождественности бучакского временного интервала лютетскому оставался открытым до настоящего времени. Согласно данным изучения диноцист из бучакских отложений скважины 230, нижняя часть бучакской свиты может быть отнесена к среднему лютету (интервал части зоны NP15-16). Это, в свою очередь, указывает на отсутствие в данном разрезе нижнего лютета (интервал зоны NP14b), что может являться отражением глобального регрессивного этапа, начавшегося на границе ипра-лютета и достаточно широко известного в бассейнах Западной Европы (Hardenbol et al., 1998), а также выявленного в последнее время в более восточных частях Пери-Тетиса (разрез Актулагай). Основываясь на количественных палинологических данных (общее доминирование диноцист и, в частности, большое содержание группы *Spiniferites*) накопление нижней части бучакской свиты соответствует началу значительного трансгрессивного этапа в истории Северо-украинской палеоседиментационной провинции, возможно совпадающим с трансгрессивным циклом Lu4 Североморского бассейна (Hardenbol et al., 1998). Согласно диноцистовым данным (первые появления *Rhombodinium draco*, *Heteraulacacysta porosa* и *Thalassiphora fenestrata*), верхняя часть бучакской свиты соответствует верхнему лютету (косвенно часть интервала NP15-NP16). Соответственно, общий возраст бучакской свиты в разрезе скв. 230 – средний лютет-самое начало бартона.

Киевская свита, наиболее широко распространённая в Северо-украинской палеоседиментационной провинции, отражает собой этап наибольшей региональной трансгрессии в течение эоцена. Достаточно часто (как и в случае скв. 230) нижнекиевская подсвита сложена глинистыми мергелями, а верхнекиевская подсвита – бескарбонатными

песчанистыми глинами. Согласно Зосимовичу и др. (2005), нижняя граница фиксируется по резкой смене литологического состава и соответствует середине верхнего лютета. В разрезе скв. 230 нижнекиевская свита напрямую соотнесена с интервалом наннопланктонной подзоны D. bifax. Верхнекиевская (бескарбонатная) подсвита, охарактеризованная первым единичным появлением *Lentinia serrata* и первым частым появлением *Th. fenestrata*, скорее всего, соответствует бартону-низам приабона (NP17-NP18). Основываясь на палинологических данных, диноцистовые комплексы из киевской свиты указывают (особенно в верхней части свиты) на постепенный переход от ассоциаций с доминированием группы *Spiniferites* к ассоциациям с доминированием группы *Deflandrea*, что, в свою очередь, может отражать значительные изменения в палеобстановках, а именно увеличение поступления питательных веществ за счет привноса пресных вод.

Как уже отмечалось выше, обуховская свита широко развита на территории Северо-украинской палеоседиментационной провинции и сложена в основном бескарбонатными песчано-глинистыми алевритами и песчаниками. Нижняя часть обуховской свиты в разрезе скв. 230 представлена глауконитовыми песками, указывающими на начало нового трансгрессивного цикла. На основании данных изучения диноцист (первое появление *Rhombodinium longimanum*) нижняя часть обуховской свиты отнесена к приабону и, возможно, может отражать Североморский цикл Pr2 (Hardenbol et al., 1998). Тем не менее, наличие обедненного комплекса диноцист в верхней песчаной части обуховской свиты, а также существенное увеличение содержания континентальных палиноморф, начиная с ~55 м глубины, позволяет предположить начало крупного и достаточно растянутого во времени регрессивного этапа на севере Украины вплоть до конца приабона.

5.5. Уточненный вариант эоценовой диноцистовой шкалы для восточного Пери-Тетиса

Как уже было отмечено ранее, первая зональная диноцистовая шкала палеогена для регионов восточного Пери-Тетиса (юга бывшего СССР) была создана А.С. Андреевой-Григорович в 1991 г. и включала в себя 14 зон (3 – в палеоцене, 8 – в эоцене, 3 – в олигоцене; Рис. В.3). Зональная шкала сопоставлялась со шкалами зонального деления по диноцистам, которые были разработаны на тот момент в Западной и Северо-Западной Европе. Будучи специалистом по 2 группам морских микрофоссилий, А.С. Андреева-Григорович провела параллельное изучение диноцист и известкового наннопланктона, в результате чего границы предложенных ею диноцистовых зон были скалиброваны с данными по наннопланктону. Фактический материал,

который лег в основу шкалы 1991 г., включал в себя разрезы из Карпат, Крыма, Северного Причерноморья, Северного Кавказа, Армении и Восточного Прикаспия. В результате последующих исследований диноцист на Украине А.С. Андреева-Григорович, с учётом новых данных, полученных для эоцен-олигоценового интервала Н. Савицкой (1996) и Т. Шевченко (2002), продолжила разработку первоначального варианта шкалы для всей Украины и ее отдельных частей (Андреева-Григорович, Шевченко, 2007; Андреева-Григорович, Олейник, 2008; Андреева-Григорович и др., 2011). Следует отметить, что с момента создания в 1991 г. зональной шкалы по диноцистам для юга СССР А.С. Андреевой-Григорович за последние 25 лет значительно изменились не только ярусные границы внутри палеогена, но, что особенно важно, изменились представления об уровнях появлений и исчезновений (т.н. биособытий) некоторых ключевых видов наннопланктона, что делает необходимым повторное параллельное изучение двух групп микропланктона (наннопланктона и диноцист).

Что касается той части восточного Пери-Тетиса, которая соответствует современной территории России и Казахстана, то здесь следует, безусловно, отметить работы Н.И. Запорожец и О.Н. Васильевой, касающиеся разработок зонального расчленения эоценовых отложений по диноцистам. Так, Н.И. Запорожец предложила в 1999 г. свой вариант диноцистовых зон для среднеэоценовых-олигоценовых отложений на Северном Кавказе (3 зоны для среднего-верхнего эоцена и 4 зоны для олигоцена). В дальнейшем ею были установлены другие 4 зоны в интервале среднего эоцена Волгоградского и Саратовского Поволжья (Ахметьев, Беньямовский, 2006; Александрова и др., 2011). Последний обобщенный вариант диноцистовых зон для юга Европейской России представлен в монографии Андреевой-Григорович с соавторами (2011).

В последние годы О.Н. Васильевой опубликован ряд статей, в которых рассматривается зональная последовательность диноцист эоцена южной части Тургайского прогиба и Северного Прикаспия (Россия и Казахстан) (Васильева, 2013б, в; 2014б; Васильева, Мусатов, 2010; Vasilieva, Musatov, 2012). В этих работах для эоценовой части автором предложено 14 биостратонов (в ранге зон или слоев), только для части из которых используются сопоставления с зонами по наннопланктону, а для некоторых биостратонов интервалы наннопланктонных зон даны путем интерполяции данных изучения наннопланктона из рассматриваемых свит в сопредельных областях.

Ниже предлагается новый уточненный вариант диноцистовой шкалы эоцена для восточного Пери-Тетиса, включающий в себя 20 биостратонов в ранге зон (Рис. 5.46-5.47). Отличительной чертой нового варианта является четкое сопоставление диноцистовых биостратонов с ключевыми наннопланктонными событиями. Для установления стратиграфических интервалов предлагаемых диноцистовых зон автором используются калибровки первого порядка с

известковым наннопланктоном, который изучался Е.А. Щербининой (Хеу, Актумсук, скв. 57, Ланджар, «Страусиная Ферма»), Э. Стербо (Актулагай, Сувлу-Кая), Н.Г. Музылевым (Хеу, Актумсук, скв. 230), А.С. Андреевой-Григорович и Д. Вагой (Хеу). Результаты этих совместных биостратиграфических исследований даны в работах King et al. (2013; в печати), Shcherbinina et al. (2016), Щербинина и др. (2014, 2017), Щербинина и др. (сдана).

Абсолютный возраст интервалов дан по Vandenberghe et al. (2012) с некоторыми изменениями по Agnini et al. (2014).

Все коллекции диноцист, составляющих зональные комплексы, хранятся в Лаборатории палеофлористики ГИН РАН (г. Москва).

1. Зона *Axiodinium augustum*

Основание зоны: первое появление вида-индекса *Axiodinium augustum*. Верхняя граница проводится по последнему стратиграфическому присутствию *Ax. augustum*.

В низах зоны, помимо вида-индекса, появляются виды *Epelidinium pechoricum* и *Epelidinium brinkhuisii*, а чуть выше наблюдается начало акме рода *Apectodinium* (*A. homomorphum*, *A. parvum*, *A. quinquelatum*, *A. paniculatum*, *A. summissum*). Внутри зоны повляются виды *Homotryblium tasmaniense*, *Homotryblium tenuispinosum*, *Muratodinium fimbriatum*, *Biconidinium longissimum*.

Местоположение стратотипа: нальчикская свита (интервал образцов 714-721) в разрезе по р. Хеу, Кабардино-Балкария (Shcherbinina et al., 2016). Зона установлена также в отложениях полосатой толщи в Тургае (карьер Соколовский, Iakovleva, 2016; Iakovleva et al., 2001).

Калибровки: Интервал зоны *Ax. augustum* соответствует интервалу части наннопланктонной зоны NP9b-нижней части зоны NP10 (Martini, 1971) и интервалу зоны CP8b (Okada, Bukry, 1980). LOs видов *Ax. augustum*, *E. pechoricum* и *E. brinkhuisii* совпадают с LO длинно-лучевых *Rhomboaster* spp.; НО (highest occurrence) *Ax. augustum* стратиграфически чуть выше НО длинно-лучевых *Rhomboaster* spp. и совпадает с НОs *Fasciculithus richardii*-group и *Heliolithus* spp. Согласно изотопным данным, полученным для отложений нальчикской свиты в разрезе Хеу (Shcherbinina et al., 2016), интервал зоны *Ax. augustum* большей частью соответствует геологически короткому событию ПЕТМ (~55.8-55.6 млн. лет) и связанному с ним глобальному событию СІЕ (негативному отклонению изотопов углерода), при этом основание зоны *Ax. augustum* совпадает с началом изотопной аномалии углерода (отклонение в ~3‰), а верхняя граница зоны оказывается чуть выше окончания изотопной аномалии, то есть моложе конца ПЕТМ.

На территории восточного Пери-Тетиса интервал зоны *Ax. augustum* известен также из отложений бостандыкской свиты Северного и Центрального Прикаспия (скв. Новоузненская,

Элтонская; Васильева, Мусатов, 2010; Vasilieva & Musatov, 2012), желваковой опоково-глинистой толщи Тургая (Васильева, Левина, 2010), пролейской свиты на юго-западе Волгоградской области (скв. 13; Александрова и др., 2011), толщи песчано-глинистых пород Восточного Крыма (разрез Насыпное, Александрова, Щербинина, 2011), калининской свиты Поволжья (балка Дюпа; Aleksandrova, Radionova, 2006).

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *Axiodinium augustum* соответствует зоне *Apectodinium augustum* 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 (Bujak, Mudge, 1994). Стратиграфический возраст зоны *Axiodinium augustum*: инициальный эоцен (~55.8-55.6 млн. лет; часть Хрона C24).

2. Зона *Deflandrea oebisfeldensis*

Основание зоны проводится по исчезновению вида *Axiodinium augustum*, а также большинства других видов рода *Apectodinium*. Верхняя граница зоны проводится по появлению вида *Dracodinium astra*. Внутри интервала зоны исчезает вид *Epelidinium pechoricum*.

Зона *Deflandrea oebisfeldensis* в восточном Пери-Тетисе характеризуется общим обеднением таксономического состава комплекса диноцист, достаточно частым присутствием вида *Deflandrea oebisfeldensis*, обилием группы *Areoligera*, а также гониаулакоидных *Spiniferites* spp. и *Huyschosphæridium tubiferum*.

Местоположение стратотипа: верхи нальчикской свиты (интервал обр. 722-725), разрез по р. Хеу (Кабардино-Балкария) (Щербинина и др., сдана). Зона *Deflandrea oebisfeldensis* установлена также в толще A1 в разрезе Актулагай (Северный Устюрт).

Калибровки: Интервал зоны *D. oebisfeldensis* соответствует части наннопланктонных зон NP10 (Martini, 1971) и CP8b (Okada, Bukry, 1980). Но *Epelidinium pechoricum* совпадает с но *Fasciculithus tympaniformis*-group. Нижняя граница зоны совпадает с но *Fasciculithus richardii*-group и *Heliolithus* spp., верхняя граница – стратиграфически чуть выше но *Toweius tovae*, *T. ertusus* и коротко-лучевых *Rhomboaster* spp.

В восточном Пери-Тетисе зона *Deflandrea oebisfeldensis* известна также из толщи песчано-глинистых пород Восточного Крыма (разрез Насыпное, Александрова, Щербинина, 2011), из отложений алкской свиты Самбийского полуострова (скв.1-П, Александрова, Запорожец, 2008), бостандыкской (скв. Новоузненская) и камсактыкольской свит (скв. СП-1) Северного и Восточного Прикаспия (Васильева, Мусатов, 2010; Васильева, 2013б), качарской толщи Тургая (Васильева, Левина, 2010), пролейской свиты на юго-западе Волгоградской области (скв. 13;

Александрова и др., 2011), калининской свиты Поволжья (балка Дюпа; Aleksandrova, Radionova, 2006).

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *Deflandrea oebisfeldensis* соответствует одноименной зоне Западной Европы (Powell, 1992), зоне Viborg-7 Дании (Heilmann-Clausen, 1985), подзонам E1b-c 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 т.н. инициальному эоцену (~55.6-55.0 млн. лет, часть Хрона C24).

3. Зона *Dracodinium astra*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Dracodinium astra*. Верхняя граница зоны устанавливается по первому появлению вида *Stenodinium meckelfeldense*.

Местоположение стратотипа: верхи нальчикской свиты (интервал образцов 726-728) в разрезе по р. Хеу, Кабардино-Балкария (Щербинина и др., сдана). Зона *Dracodinium astra* установлена также в мергелистой толще в разрезе Леваша (Дагестан) (Щербинина и др., 2014).

Калибровки: Интервал зоны *Dr. astra* соответствует части наннопланктонных зон NP10 (Martini, 1971) и CP8b (Okada, Bukry, 1980).

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *Dracodinium astra* соответствует зоне *Wetzeliella astra* Западной Европы (Costa et al., 1978; Powell, 1992; Powell et al., 1996), зоне Dба компиляционной шкалы Costa, Manum (1988) и подзоне Dба шкалы немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012), что указывает на инициально-ипрский возраст (ипр s.s., ~55.0-54.8 млн. лет, часть Хрона C24).

4. Зона *Stenodinium meckelfeldense*

Основание зоны проводится по первому появлению видов *Stenodinium meckelfeldense*, *Axiodinium lunare*, *Dolichodinium uncinatum* и *Deflandrea phosphoritica*. Верхняя граница зоны устанавливается по первому появлению вида *Dracodinium simile*.

Внутри интервала появляются *Deflandrea truncata*, *Deflandrea eocenica*, *Cleistosphaeridium polypetellum*, *Corrudinium obscurum*.

Местоположение стратотипа: абазинская свита (интервал образцов 729-734), разрез по р. Хеу, Кабардино-Балкария (Щербинина и др., сдана). Зона *S. meckelfeldense* установлена также в отложениях полосатой толщи в Тургае (карьер Соколовский, Iakovleva et al., 2001).

Калибровки: Интервал зоны *S. meckelfeldense* соответствует верхам наннопланктонных зон NP10 (Martini, 1971) и CP8b-9a (Okada, Bukry, 1980).

В восточном Пери-Тетисе зона *S. meckelfeldense* известна также из бахчисарайской свиты Крыма (Андреева-Григорович, Олейник, 2008), абазинской свиты Северного Кавказа (Андреева-Григорович, 1991), манявской свиты в Карпатах (Андреева-Григорович, 1991) и в качарской толще в Тургае (Васильева, 2000).

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *S. meckelfeldense* является эквивалентом зоны *Wetzeliella meckelfeldensis* Западной Европы (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; De Coninck, 1991; Powell, 1992), частично соответствует подзоне D6b компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988), и немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012), а также подзоне E2a шкалы Северного моря (Mudge, Vujak, 1996). Возраст зоны: ранний ипр (~54.8-53.4 млн. лет, часть Хрона C24).

5. Зона *Dracodinium simile*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Dracodinium simile*. Верхняя граница зоны устанавливается по первому появлению вида *Eatonicysta ursulae*.

Внутри зоны появляется (LO) вид *Epelidinium? translucidum* и исчезает (НО) вид *Alisocysta* sp.2 sensu Heilmann-Clausen (1985).

Местоположение стратотипа: бахчисарайская свита (интервал 4.0-5.0 м), разрез Сувлу-Кая, Крым (King et al., в печати). Зона установлена также в отложениях алашенской свиты в разрезе Актулагай (Северный Устюрт) (King et al., 2013), а также в мергелистой толще в разрезе Леваша (Дагестан) (Щербинина и др., 2014).

Калибровки: Интервал зоны *Dr. simile* соответствует части наннопланктонных зон NP11 (Martini, 1971) и CP9b (Okada, Bukry, 1980). LO *Dr. simile* почти совпадает с НОs *Discoaster multiradiatus* и *N. junctus* а также (и в Крыму, и в Устюрте) LO *Dr. simile* установлено стратиграфически раньше LOs *Blackites truncates* и *Chiasmolithus calathus* (середина зоны NP11).

В восточном Пери-Тетисе зона *Dracodinium simile* известна также из отложений манявской свиты Карпат (Андреева-Григорович, 1991) и байлисалийской свиты Восточного Прикаспия (скв. СП-1, Андреева-Григорович, 1991).

Установленная в восточном Пери-Тетисе 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). Интервал зоны *Dracodinium simile* датируется частью раннего ипра (~53.4-52.9 млн. лет, часть Хрона C24).

6. Зона *Eatonicysta ursulae*

Основание зоны проводится по первому появлению *Eatonicysta ursulae*. Верхняя граница проводится по первому появлению *Dracodinium varielongitudum*.

Внутри зоны появляются виды *Diphyes ficusoides* и aff. *Heslertonia heslertonensis*.

Зона *Eatonicysta ursulae* установлена в отложениях алашенской свиты в разрезе Актулагай (интервал ~4.6-6.89 м) в Северном Устюрте (King et al., 2013).

Калибровки: средняя часть наннопланктонной зоны NP11, несколько выше LOs *Ch. calathus* и *D. pacificus*.

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *Eatonicysta ursulae* соответствует части зоны LC-2 (LO *E. ursulae* – основание зоны LC-2) в Лондонских глинах на юге Англии (Bujak et al., 1980) и части зоны D7a Северо-Западной Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989). Интервал зоны *Eatonicysta ursulae* датируется средним ипрром (~52.9-52.7 млн. лет, часть Хрона C24n).

7. Зона *Dracodinium varielongitudum*

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

В основании зоны появляются виды *Pentadinium laticinctum*, *Wilsonidium tabulatum*, *Axiodinium prearticulatum*. Внутри зоны последовательно появляются *Dolichodinium? unicaudale*, *Petalodinium robertknoxii*, *Diphyes pseudoficusoides*, *Membranilarnacia compressa*, *Membranophoridium perforatum*, в верхах зоны – *Rhadinodinium glabrum*. Внутри зоны исчезают *Dracodinium astra* и *Dracodinium lobiscum*.

Местоположение стратотипа: алашенская свита (интервал ~6.89-13.25 м), разрез Актулагай, Северный Устюрт (King et al., 2013). Зона установлена также в отложениях бахчисарайской свиты разреза Сувлу-Кая (Крым) (King et al., в печати), абазинской свиты разреза Хеу (Северный Кавказ) (Щербинина и др., сдана), а также в мергелистой толще в разрезе Левашы (Дагестан) (Щербинина и др., 2014).

Калибровки: LO *Dr. varielongitudum* очень близко основанию наннопланктонной зоны NP12 (~2 м ниже LO *D. lodoensis* и NO *Ellipsolithus macellus*). LOs *P. robertknoxii*, *Dolichodinium? unicaudale* и *D. pseudofocusoides* совпадают с LO *D. lodoensis*. LO *Rh. glabrum* – немного выше первого массового *D. lodoensis*.

В восточном Пери-Тетисе зона *Dr. varielongitudum* известна также в Карпатах из отложений манявской свиты (Андреева-Григорович, 1991), в Восточном Прикаспии из отложений байлисалийской свиты (скв. СП-1, Андреева-Григорович, 1991; Васильева, 2013б) и

бостандыкской свиты в Центральном Прикаспии (скв. Новоузненская, Элтонская; Васильева, Мусатов, 2010; Vasilieva, Musatov, 2012).

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *Dr. varielongitudum* является аналогом одноименной зоны из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), подзоны D7b из компиляционной шкалы Costa, Manum (1988) и шкалы немецкого сектора бассейна Северного моря (Köthe, 2012), частично соответствует зоне *Dr. varielongitudum* в Бельгийском бассейне (De Coninck, 1991), а также соответствует частично стратиграфическому интервалу зоны LC-2 в Англии (Vujak et al., 1980). Стратиграфический интервал зоны *Dr. varielongitudum* соответствует среднему ипру в пределах части Хронов C24n-C23r (~52.9-51.7 млн. лет).

8. 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 также *Sophismatia? insolens* и *Petalodinium condylos*. Внутри зоны появляются *Diphyes brevispinum*, *Corrudinium incompositum*, *Rhadinodinium politum*. Внутри зоны исчезает (НО) *Deflandrea oebisfeldensis*.

Местоположение стратотипа: кулсаринская свита (интервал 13.25-16.27 м), разрез Актулагай, Северный Устюрт (King et al., 2013). Зона *Ch. coleothrypta* установлена также в отложениях бахчисарайской свиты в разрезе Сувлу-Кая (Крым) (King et al., в печати), а также в мергелистой толще в разрезе Леваша (Дагестан) (Щербинина и др., 2014).

Калибровки: LO *Ch. coleothrypta* приблизительно соответствует середине наннопланктонной зоны NP12 – чуть выше LOs *Microcantholithus mirabilis* и *Chiphragmalithus barbatus* и совпадает с НО *Pontosphaera exilis* и LO *Lopholithus reinformis*. LO *Rh. politum* совпадает с LO *Helicosphaera seminulum*.

В восточном Пери-Тетисе зона известна также из отложений манявской свиты Карпат (Андреева-Григорович, 1991), георгиевского горизонта Северного Кавказа (Андреева-Григорович, 1991), севанской свиты Армении (Андреева-Григорович, 1991), шолаксайской свиты Восточного Прикаспия (Андреева-Григорович, 1991), бостандыкской свиты Северного Прикаспия (Васильева, Мусатов, 2010), тасаранской свиты южного Тургая (Васильева, 2014а), качарской толщи Тургая (Васильева, Левина, 2010).

Установленная в восточном Пери-Тетисе 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). Стратиграфический интервал зоны *Ch. coleothrypta* - средний ипр (~51.7-51.3 млн. лет, часть Хронов C23r-C23n).

9. Зона *Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora*

Основание зоны проводится по первому появлению *Ochetodinium romanum*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению вида *Areosphaeridium diktyoplokum*.

Внутри зоны последовательно появляются стратиграфически важные виды *Piladinium columna* и *Samlandia chlamydophora*. В кровле зоны появляется *Thalassiphora dominiquei*. Внутри зоны исчезает (НО) вид *Sophismatia crassoramosa*.

Местоположение стратотипа: черкесская свита (интервал обр. 745B-20), разрез по р. Хеу, Кабардино-Балкария (Щербинина и др., сдана). Зона *Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora* установлена также в отложениях симферопольской свиты разреза Сувлу-Кая в Крыму (King et al., в печати), кулсаринской свиты в разрезе Актулагай (Северный Устюрт) (King et al., 2013).

Калибровки: интервал зоны NP12. LO *Ochetodinium romanum* стратиграфически чуть раньше LO *Blackites creber*.

Отложения, соответствующие части зоны *Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora*, по присутствию вида *Piladinium columna*, скорее всего, представлены в верхней части пролейской свиты на юго-западе Волгоградской области (скв. 13, Александрова и др., 2011), а также в тасаранской свите южного Тургая (Васильева, 2014а).

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora* соответствует одноименной зоне в Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013), объему двух зон Бельгийского бассейна (De Coninck, 1991): *Ochetodinium romanum* и *Kisselovia* aff. *clathrata*, а также подзонам D8b-с северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988). Таким образом, стратиграфический интервал зоны *Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora*: средний ипр (~51.3-50.8 млн. лет, Хрон C23r).

10. Зона *Areosphaeridium diktyoplokum*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Areosphaeridium diktyoplokum*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Dracodinium eocaenicum*.

В низах зоны последовательно появляются виды *Areosphaeridium michoudii*, *Dracodinium coronatum*, *Rhombodinium pentagonum* и *Dracodinium? brevicornutum*. Внутри интервала зоны исчезают (НО) *Deflandrea denticulata* и *Apectodinium homomorphum*. В верхах зоны появляются виды *Huysrichosphaeropsis costae* и *Duosphaeridium nudum*.

Местоположение стратотипа: черкесская свита (обр. 21-41), разрез Хеу, Кабардино-Балкария (Щербинина и др., сдана). Зона *Ar. diktyoplokum* установлена также в отложениях симферопольской свиты в разрезе Сувлу-Кая (Крым) (King et al., в печати), кулсаринской-низах толагайсорской свит в разрезе Актулагай (Северный Устюрт) (King et al., 2013), шолаксайской свиты Восточного Прикаспия (скв.57) (Орешкина и др., 2015), тасаранской свиты в Северном Приаралье (разрез Тас-Аран) (Iakovleva, 2000).

Калибровки: Первое появление *Areosphaeridium diktyoplokum* практически совпадает с НО *Tribrachiatulus orthostylus*, которое определяет границу наннопланктонных зон NP12/NP13. Интервал зоны *Ar. diktyoplokum* соответствует интервалу наннопланктонной зоны NP13 (Martini, 1971) и CP11 (Okada, Bukry, 1980).

В восточном Пери-Тетисе частичный интервал зоны *Ar. diktyoplokum* известен также из отложений царицынской свиты Волгоградской области (Александрова и др., 2011), тасаранской свиты южного Тургая (Васильева, 2014а), шолаксайской свиты Восточного Прикаспия (Васильева, 2013) и бостандыкской свиты Северного Прикаспия (Васильева, Мусатов, 2010).

Установленная в восточном Пери-Тетисе 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). Интервал зоны *Ar. diktyoplokum* может быть датирован поздним ипром (~50.8-49.1 млн. лет; часть Хрона C22).

11. Зона *Dracodinium eocaenicum*

Основание зоны проводится по первому появлению *Dracodinium eocaenicum*. Верхняя граница зоны проводится по последнему присутствию (исчезновению) *Dracodinium eocaenicum*.

Внутри интервала зоны появляются виды *Hemiplacophora semilunifera* и *Areosphaeridium ebdonii*, исчезает вид *Huysrichosphaeridium tubiferum*.

Местоположение стратотипа: толагайсорская свита (интервал 55.5-56.5 м), разрез Актулагай, Северный Устюрт (King et al., 2013). Зона *Dracodinium eocaenicum* установлена также в отложениях шолаксайской-низах булдууртинской свит Восточного Прикаспия (скв. 57) (Орешкина и др., 2015).

Калибровки: LO *Dr. eocaenicum* стратиграфически несколько выше LOs *Discoaster subledoensis* и *Nannotetrina cristata*, первый из которых определяет основание наннопланктонной подзоны NP14a.

В восточном Пери-Тетисе частичный интервал зоны *Dr. eocaenicum* известен также из отложений царицынской свиты Волгоградской области (Александрова и др., 2011), верхов тасаранской-низов саксаульской свит южного Тургая и Приаралья (Васильева, 1994; 2014a), шолаксайской свиты Восточного Прикаспия (Васильева, 2013).

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *Dracodinium eocaenicum* является аналогом зоны *Dracodinium pachydermum* (= *Dracodinium eocaenicum*) 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 (Vujak, Mudge, 1994). Возрастной интервал зоны *Dracodinium eocaenicum* соответствует терминальному ипру (~49.1-47.8 млн. лет).

12. Зона *Enneadocysta arcuata*

Основание зоны проводится по первому появлению *Enneadocysta arcuata*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Costacysta bucina*.

Внутри зоны исчезают виды *P. robertknoxii*, *Ch. coleothrypta*, *P. columna*, *E. ursulae*.

Зона *Enneadocysta arcuata* установлена в отложениях черкесской свиты (интервал обр. 101-107) в разрезе по р. Хеу, Кабардино-Балкария (Яковлева, в печати).

Калибровки: интервал наннопланктонных подзон NP14b (Martini, 1971) и CP12b (Okada, Vukry, 1980). LO *E. arcuata* установлено стратиграфически раньше LO *Nannotetrina quadrata*, т.е. ниже основания наннопланктонных зон NP15-16 и CP13a.

Отложения, соответствующие интервалу зоны *Enneadocysta arcuata*, судя по таксономическому составу комплекса диноцист, выявлены в отложениях самбийской свиты в Калининградской области (Александрова, Запорожец, 2008). Зона *E. arcuata*, указанная в статье Александровой и др. (2011), выявлена по первой фактической находке вида *E. arcuata* в разрезе скв. 13 Волгоградской области внутри интервала наннопланктонной зоны NP16, что, вероятнее всего, указывает на отсутствие в разрезе действительного LAD (lowermost appearance datum) *Enneadocysta arcuata*.

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *E. arcuata* частично соответствует зоне B-4 на юге Англии (Vujak et al., 1980). Согласно К. Кингу (King, 2016), в Хэмпширском бассейне первое появление *E. arcuata* наблюдается внутри магнитохрона C21n, возможно, близко к границе зон NP14/NP15. В Дании (Heilmann-Clausen, Van Simaey, 2005) LO *E. arcuata* выявлено внутри

интервала зоны NP14, что согласуется с данными из восточного Пери-Тетиса. Стратиграфический интервал зоны *Enneadocysta arcuata* в восточном Пери-Тетисе - часть лютета (~47.8-47.0 млн. лет, часть Хрона C21n).

13. Зона *Costacysta bucina*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Costacysta bucina*. Верхняя граница проводится по первому появлению вида *Enneadocysta pectiniformis*.

В низах зоны появляются стратиграфически важные виды *Wetzeliella ovalis*, *Castellodinium compactum*, *Vallodinium? echinosuturatum*, спорадически *Heteraulacacysta porosa*, внутри зоны появляется *Cordosphaeridium cantharellus*. Внутри зоны исчезают (НОs) виды *Och. romanum* и *Duosphaeridium nudum*.

Местоположение стратотипа: пачка А (интервал обр. 77-48), разрез Актумсук, Южный Устюрт (Яковлева, в печати). Зона *Costacysta bucina* установлена также в верхах черкесской свиты в разрезе по р. Хеу (Кабардино-Балкария) (Яковлева, в печати) и в бучакской свите Днепровско-Донецкой впадины (скв. 230) (Iakovleva, 2015).

Калибровки: интервал наннопланктонных подзон NP14b (верхи)-NP15-16 (низы) (Martini, 1971) и CP12b (верхи)-CP13a (Okada, Bukry, 1980).

В восточном Пери-Тетисе отложения, соответствующие интервалу зоны *Costacysta bucina*, возможно, выявлены в качестве слоёв с *C. bucina-Rh. magnum* на юге Тургайского прогиба (Васильева, 2014а).

Стратиграфический интервал распространения вида *Costacysta bucina*, описанного из разреза Дании (верхи Lillebælt Clay Formation и низы Søvind Marl Formation; Heilmann-Clausen, Van Simaеys, 2005) соответствует лютету, этот вид известен также из лютетских отложений Северного моря и шельфа Фарерских островов (Waagstein, Heilmann-Clausen, 1995). Интервал зоны *Costacysta bucina* в восточном Пери-Тетисе - часть лютета (~ 47.0-44.3 млн. лет, Хроны C21n(часть)-C20r).

14. Зона *Enneadocysta pectiniformis*

Основание зоны – первое появление вида *Enneadocysta pectiniformis*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Rhombodinium draco*.

В основании зоны, помимо зонального вида, появляются также *Enneadocysta partridgei* и *Enneadocysta robusta*. Внутри зоны последовательно появляются виды *Rhombodinium? aidae*, *Charlesdowniea? rotundata*, обильный *Heteraulacacysta porosa* (LCO).

Местоположение стратотипа: пачка А (интервал обр. 48-34), разрез Актумсук, Южный Устюрт (Яковлева, в печати). Зона *Enneadocysta pectiniformis* установлена также в керестинской свите разреза Хеу (Кабардино-Балкария) (Яковлева, в печати).

Калибровки: интервал наннопланктонных зон NP15-NP16 (часть) (Martini, 1971) и CP13b-CP13c (Okada, Bukry, 1980).

Исходя из состава комплекса диноцист в тишкинской свите в Волгоградской области (Александрова и др., 2011), интервал, отнесенный авторами к слоям с *Deflandrea* sp.-*Paucilibimorpha triradiata*, может соответствовать части интервала установленной в восточном Пери-Тетисе зоны *Enneadocysta pectiniformis*.

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *E. pectiniformis* соответствует части зоны D10 немецкого сектора бассейна Северного моря (Köthe, 2012). Интервал зоны *Enneadocysta pectiniformis* в восточном Пери-Тетисе - вторая половина лютета (~44.3-41.5 млн. лет; Хроны C20г(верхи)-C19).

15. Зона *Rhombodinium draco*

Основание зоны проводится по первому появлению *Rhombodinium draco*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению вида *Rhombodinium porosum*.

Внутри зоны последовательно появляются стратиграфически важные виды *Rhombodinium rhomboideum*, *Enneadocysta fenestrata*, *Homotryblium floripes*, *Distatodinium biffii*, *Thalassiphora fenestrata*. Внутри зоны последовательно исчезают виды *Diphyes ficusoides* и *Diphyes pseudoficusoides*.

Местоположение стратотипа: кумская свита (интервал обр. 136-144), разрез Хеу, Кабардино-Балкария (Яковлева, в печати). Зона *Rhombodinium draco* установлена также в отложениях бучакской свиты Днепровско-Донецкой впадины (скв.230) (Iakovleva, 2015), верхах саксаульской-низах чеганской свит в Приаралье (разрез Сары-Оба) (Яковлева, 1998; Iakovleva, 2000), шубарсайской свиты в Восточном Прикаспии (скв.57) (Орешкина и др., 2015) и азатекской свиты в Армении (Щербинина и др., 2017).

Калибровки: Общий интервал зоны – верхи NP15-16-низы NP17 (или CP14a-низы CP14b). Первое появление *Rhombodinium draco* в кумской и бучакской свитах, согласно калибровкам с наннопланктоном, выявлено в интервале верхней части зон NP15-16 и CP14a. LO *Distatodinium biffii* – стратиграфически чуть раньше НОс наннопланктонных видов *Chiasmolithus solitus* и *Discoaster bifax*.

В восточном Пери-Тетисе отложения, соответствующие интервалу зоны *Rh. draco*, известны также из чеганской свиты Северного Приаралья и Северного Устюрта (Аристова, 1973), южного

Тургая (Васильева, 2014а), шубарсайской свиты Восточного Прикаспия (скв. СП-1, Васильева, 2013), тишкинской свиты Волгоградской области (указанной авторами как зона *Rhombodinium rhomboideum*; Александрова и др., 2011), быстрицкой свиты Карпат (Андреева-Григорович, 1991).

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *Rhombodinium draco* является аналогом одноименной зоны из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и зональной шкалы для Украины Андреевой-Григорович и др. (2011), соответствует зоне D10a из компиляционной шкалы северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988) и зоне VAR-1 (*Heteraulacacysta porosa assemblage Zone*) на юге Англии (Bujak et al., 1980). Как уже было отмечено выше для шкалы Западной Сибири, в схеме Vandenberghe et al. (2012) и некоторых других компиляционных работах, первое появление *Rhombodinium draco* ошибочно указывается в начале зоны NP17 по наннопланктону. Однако, в южной Англии первое появление этого вида происходит в зоне VAR-1 (Bujak et al., 1980) в слоях, отнесенных М.-Р. Aubry (1983) к зоне NP16. Согласно данным изучения диноцист из украинских разрезов А.С. Андреевой-Григорович (устное сообщение) и представленных здесь данных автора, первое появление *Rh. draco* в Пери-Тетисе отмечается в зоне NP16, что совпадает с современными данными из северо-западной Европы, где первое появление *Rh. draco* отмечается в верхах зоны NP16 (Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005). Таким образом, интервал зоны *Rhombodinium draco* - поздний лютет-начало бартоня (~41.5-39.5 млн. лет, часть Хронов C19n-C18r).

16. Зона *Rhombodinium porosum*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Rhombodinium porosum*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Reticulosphaera actinocornata*.

В основании зоны, помимо зонального вида, также появляется *Lentinia serrata*. Внутри зоны последовательно появляются виды *Hapsocysta kysingensis*, *Rhombodinium? freienwaldense*, *Cooksonidium capricornum*, *Enneadocysta deconinckii*, *Enneadocysta inessae* и *Rhombodinium simplex*.

Зона *Rhombodinium porosum* установлена в отложениях чеганской свиты разреза Сары-Оба (стратотип зоны) (интервал ~31.5-39 м) (Казахстан, Приаралье) (Яковлева, 1998; Iakovleva, 2000) и азатекской свиты в Армении (Щербинина и др., 2017).

Калибровки: интервал наннопланктонных зон NP17 (Martini, 1971) и CP14b (Okada, Bukry, 1980).

В восточном Пери-Тетисе зона *Rh. porosum* известна также из отложений быстрицкой, попельской свит Карпат (Андреева-Григорович, 1991), кумской свиты Северного Кавказа

(Андреева-Григорович, 1991; Запорожец, 2001), кумской свиты Северного Причерноморья (Андреева-Григорович, 1991), киевской свиты Северной Украины (Андреева-Григорович и др., 2011), чеганской свиты Северного Приаралья, Устюрта и юга Тургая (Ахметьев, Запорожец, 1992а; Васильева, 1994, 2014б).

Установленная в восточном Пери-Тетисе 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 немецкого сектора бассейна Северного моря (Köthe, 2012). Стратиграфический интервал зоны *Rhombodinium porosum* - бартон (~39.5-37.6 млн. лет, часть Хронов C18n-C17n).

17. Зона *Reticulosphaera actinocornata*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Reticulosphaera actinocornata*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Rhombodinium perforatum*.

Зона *Reticulosphaera actinocornata* установлена в отложениях белоглинской свиты разреза Хеу (стратотип зоны; обр.146-147) в Кабардино-Балкарии (Яковлева, в печати), чиманкендской свиты в Армении (Щербинина и др., 2017) и шубарсайской свиты Восточного Прикаспия (скв.57) (Орешкина и др., 2015).

И в Кабардино-Балкарии, и в Армении первое появление вида *Reticulosphaera actinocornata* установлено стратиграфически чуть выше первого появления наннопланктонного вида *Chiasmolithus oamaruensis*, которое фиксирует основание наннопланктонных зон NP18 (Martini, 1971) и CP15a (Okada, Bukry, 1980) приабона. Следует отметить, что, согласно новым данным автора, полученным при изучении диноцист из разреза Алано ди Пьяве на севере Италии (кандидат в стратотипы границы бартона/приабона), LO *Reticulosphaera actinocornata* в Тетической области также близко к границе бартона-приабона, что говорит о его достаточно изохронном характере, и в дальнейшем может использоваться в качестве важного диноцистового события. В разрезе Хеу LO *Reticulosphaera actinocornata* – чуть ниже LO *Isthmolithus recurvus*, определяющего основание наннопланктонных зон NP19-20 (Martini, 1971) и CP15b (Okada, Bukry, 1980). Таким образом, стратиграфический интервал зоны *Reticulosphaera actinocornata* в восточном Пери-Тетисе соответствует интервалу наннопланктонных зон NP18 (Martini, 1971) и CP15a (Okada, Bukry, 1980); возраст - ранний приабон (~37.6-36.8 млн. лет, часть Хрона C17n).

18. Зона *Rhombodinium perforatum*

Основание зоны проводится по первому появлению *Rhombodinium perforatum*. Верхняя граница зоны – первое появление *Talladinium? angulosum*.

В основании зоны исчезает *Melitasphaeridium pseudorecurvatum*.

Зона *Rhombodinium perforatum* установлена в разрезе Актумсук Южного Устьярта (стратотип зоны: пачка В, интервал обр. 12-10) (Яковлева, в печати) и в шубарсайской свите Восточного Прикаспия (скв. 57) (Орешкина и др., 2015).

Калибровки: в разрезе Актумсук LO *Rhombodinium perforatum* выявлено в интервале зон NP19-20 (Martini, 1971) и CP15b (Okada, Bukry, 1980) приабона.

В восточном Пери-Тетисе зона *Rh. perforatum* известна также из шубарсайской свиты Прикаспия (скв. СП-1, Васильева, 2014б), чеганской свиты Северного Устьярта (Ахметьев, Запорожец, 1992а, б) и юга Тургая (Васильева, 2014а), а в качестве слоев - из отложений прусской свиты Самбийского полуострова (скв. 1П, Александрова, Запорожец, 2008). На Украине (попельская свита Карпат, обуховская свита Северной Украины) установлена объединенная зона *Ch. clathrata angulosa/Rh. perforatum* (Андреева-Григорович и др., 2011). Ранее зона *Rh. perforatum* была выявлена Н.И. Запорожец в среднеэоценовых отложениях кумской свиты разреза по р. Белой (Адыгея, Северный Кавказ), что, возможно, требует дополнительных уточнений.

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *Rh. perforatum* частично соответствует интервалу одноименной зоны в компиляционной шкале Пауэлла (Powell, 1992), а также части интервала зоны D12 немецкого сектора бассейна Северного моря (Köthe, 2012). Первое появление *Rh. perforatum* используется в качестве датума в Хэмпширском бассейне Бужаком и Маджем (Bujak, Mudge, 1994) для основания зоны *Rh. perforatum*, первоначально установленной Costa, Downie в 1976 г. как зона *W. perforata*. Стратиграфический интервал зоны *Rh. perforatum* в восточном Пери-Тетисе – часть приабона (~36.8-36.4 млн. лет, ~конец Хрона C17n-Хрон C16r).

19. Зона *Talladinium? angulosum*

Основание зоны проводится по первому появлению *Talladinium? angulosum*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению вида *Thalassiphora reticulata*.

Внутри зоны появляется вид *Rhombodinium longimanum*.

Зона установлена в белоглинской свите (стратотип зоны) разреза Хеу (интервал обр.147 и следующие 3 метра) (Яковлева, в печати), обуховской свите Днепровско-Донецкой впадины (Iakovleva, 2015) и чеганской свите Приаралья (разрез Сары-Оба) (Iakovleva, 2000).

Калибровки: LO *Talladinium? angulosum* выявлено внутри интервала зон NP19-20 (Martini, 1971) и CP15b (Okada, Bukry, 1980) приабона.

В восточном Пери-Тетисе отложения, соответствующие интервалу (или более широкому интервалу внутри приабона) зоны *Talladinium? angulosum* известны на Северном Кавказе (кумская свита, разрез по р. Белая, Запорожец, 2001), на юго-западе Волгоградской области

(касяновская свита, Александрова и др., 2011), на Самбийском полуострове (скв.1П, прусская свита, Александрова, Запорожец, 2008), Карпатах (быстрицкая, попельская свиты, Андреева-Григорович и др., 2011), Северной Украине (Андреева-Григорович и др., 2011), в Крыму (альминский горизонт, Андреева-Григорович, 1991), в т.н. «песчано-глинистой» свите Армении (Андреева-Григорович, 1991).

Установленная зона *Talladinium? angulosum* частично соответствует зоне *Charlesdowniea clathrata angulosa* из шкал Парижского бассейна (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978), юга бывшего СССР (Андреева-Григорович, 1991), Украины (Андреева-Григорович и др., 2011) и юга России (Запорожец, 1999), где она занимала весь интервал приабона. Исходя из новых данных изучения диноцист, интервал зоны *Talladinium? angulosum* датируется частью приабона (~36.4-35.6 млн. лет, Хрон C16n).

20. Зона *Thalassiphora reticulata*

Основание зоны проводится по первому появлению вида *Thalassiphora reticulata*. Верхняя граница зоны проводится по основанию зоны *Wetzeliiella gochtii* нижнего олигоцена.

Внутри интервала зоны появляется вид *Distatodinium paradoxum*.

Зона *Thalassiphora reticulata* установлена в пачке В разреза Актумсук (интервал обр. 9-2) в Южном Устюрте (Яковлева, в печати).

Калибровки: внутри интервала зон NP19-20 (Martini, 1971) и CP16a (Okada, Bukry, 1980) приабона.

Установленная в восточном Пери-Тетисе зона *Thalassiphora reticulata* соответствует одноименной зоне Датского (Heilmann-Clausen, 1988) и Западно-Сибирского (Глава 4) бассейнов, и части зоны D12 немецкого сектора бассейна Северного моря (Köthe, 2012). В Северо-Западной Европе первое появление (LO) *Thalassiphora reticulata* происходит внутри нанопланктонной зоны NP19/NP20 (Köthe, 1990; Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005). Интервал зоны *Thalassiphora reticulata*: часть приабона (~35.6-35.1 млн. лет, Хроны C15-часть C13r).

Выводы

Предлагаемый вариант эоценовой зональной шкалы по диноцистам для восточного Пери-Тетиса отличается от предыдущих существенной детализацией и уточнением возраста диноцистовых зон на основе их калибровок с известковым наннопланктоном. Большая часть диноцистовых зон представляет собой аналоги зон из западноевропейских шкал, при этом калибровки с известковым наннопланктоном свидетельствуют о большом количестве достаточно изохронных диноцистовых событий (особенно в ипре) в средних широтах Евразии, что

подтверждает значение диноцист как одной из ведущих стратиграфических групп для проведения межрегиональных корреляций эоценовых отложений.

Глава 6. Региональная стратиграфия по диноцистам ключевых районов Западной Европы (южная оконечность палеобассейна Северного моря)

Бассейн Северного моря – самый крупный кайнозойский бассейн северо-западной Европы. Наибольшие глубины наблюдаются в центральной и северной частях Северного моря. Североморский бассейн находится между Варисканским и Каледонским массивами Пеннинских гор, Шотландским Высокогорьем, Фенноскандией и Рейн-Богемским массивом. Бассейн Северного моря находится в центре серий мезозойских рифтов, проходящих через Северное море и являющихся наиболее глубоководными частями с наибольшими скоростями осадконакопления. Бóльшая часть рассматриваемого пространства характеризуется морскими отложениями, возможно, с относительно узкими периферическими зонами прибрежных и континентальных отложений, в настоящее время бóльшая часть которых эродирована, за исключением южной и юго-восточной оконечностей бассейна.

Североморский бассейн начал формироваться в перми в результате регионального растяжения и рифтинга (развитие системы глубоких линейных трещин), предшествовавших и сопровождавших отделение Северной Атлантики, разделившей Северо-Американскую и Евразийскую плиты (Ziegler, 1990; Evans et al., 2003; King, 2016). Основной рифтинг закончился в середине мела, за ним последовало длительное пострифтовое региональное оседание вследствие теплового уменьшения напряжения и преобладающего режима растягивания, лишь иногда прерывавшегося эпизодами трещинообразования. Продолжающееся погружение привело к накоплению мощных меловых отложений. В моменты высокого стояния уровня моря (например, в среднем ипре) единое пространство седиментации простиралось от северной части Северного моря до Польши, включая Данию, Северную Германию, Нидерланды, Бельгию, восточную и южную Англию, северную Францию, с морским сообщением с Арктикой, Северной Атлантикой и Средиземноморьем; в центре такого бассейна глубины превышали 1000 м. В другие моменты времени бассейн был более ограниченным по площади и более замкнутым (King, 2016). В центре бассейна (Central Graben и south Viking Graben) происходило накопление глубоководных отложений (2500 м). Прибрежные, прибрежно-морские и прибрежно-континентальные отложения сохранены преимущественно на южной и восточной окраинах бывшего Североморского бассейна. Они маломощные, часто конденсированные, со стратиграфическими перерывами, что связано с эвстатическими колебаниями уровня моря и прерывистой тектонической активностью; в некоторых местах прибрежные отложения были удалены в процессе эпизодов рифтинга и эрозии. В связи с этим палеогеографические реконструкции краевых зон бассейна и смежных областей по-прежнему вызывают споры даже в

относительно хорошо изученных районах. Основные обобщения о палеогеографии Североморского бассейна даны в работах Vinken (1988), Ziegler (1990), Evans et al. (2003), Knox et al. (2010a, b).

В течение интервалов высокого уровня моря в позднем мелу и дании пелагические мелы покрывали существовавшие до этого структурные поднятия внутри бассейна. Отложение мелов закончилось в конце дания, уступив место гемипелагической и терригенной седиментации. Это явление связывают с подъемом окраин бассейна одновременно с эвстатическим повышением уровня моря (Clemmensen, Thomsen, 2005). При этом большие объемы терригенных отложений поступали с Шотландского Массива и восточной Шетландской платформы, поднятых Исландским плюмом (Кнох, 1996).

Раннекайнозойская седиментация явилась по существу продолжением позднемеловой. Большинство палеогеновых бассейнов были унаследованы от мезозойских рифтовых бассейнов, развившихся в результате расширения морского дна Северной Атлантики. Их раннекайнозойская история – это, в основном, термическое погружение, с эпизодами возобновления движения вдоль унаследованных линий разломов. Это отражает последовательные фазы компрессионной альпийской тектоники (поскольку Африканская и Евразийская плиты сошлись и столкнулись) и спрединга морского дна Северной Атлантики-Арктики (King, 2016).

Ниже даётся информация о южной части Североморского палеобассейна, результаты изучения которой и будут рассматриваться в данной главе.

Лондонский бассейн представляет собой асимметрично вытянутую синклинали с палеогеновыми отложениями, простирающуюся в направлении восток-северо-восток – запад-юго-запад на 200 км вглубь от южной части Северного моря через южную Англию. Восточная граница произвольно проводится по береговой линии Северного моря. Северная граница определяется выступом Ипсвич-Феликстоув (Ipswich-Felixstowe). Южная граница Лондонского бассейна сформирована серией уступов, представляющих собой ориентированные с востока на запад антиклинали и моноклинали. Северная оконечность бассейна, наоборот, падает под очень низким углом.

Бельгия является юго-восточной оконечностью Североморского бассейна; кайнозойские отложения обнажаются вдоль западной и северной частей страны. В основном, они перекрывают верхнемеловые отложения, заступая на палеозой Массива Брабант-Арденн (Brabant-Ardenne) на юге Брюсселя. Кайнозойские отложения в основном представлены мелководными фациями, с многочисленными перерывами в седиментации, что отражает относительно окраинный контекст и эпизодические подъемы. Палеогеновые обнажения западной Бельгии продлеваются в северо-

западную Францию, здесь сохранились в основном верхнепалеоценовые-нижнеэоценовые отложения.

Дьепп-Хэмпширский бассейн – это широкий синклинальный останец (“Outlier”) Североморского бассейна, включающий в себя 2 т.н. «суб-бассейна». Хэмпширский бассейн имеет крутую южную границу, образованную Пербек-Айл оф Уайт (Purbeck-Isle of Wight) - альпийскими среднекайнозойскими структурами, которые перекрывают основную мезозойскую разломную зону. Он соединяется на востоке с более широким и более мелководным Дьеппским бассейном, почти полностью оффшорным ниже восточной части Ла-Манша (King, 2016). Юго-западной границей Дьеппского бассейна является линия “Бембридж-Сент Валери” (“Bembridge-St Valery line”; Curry, Smith, 1975) - продолжение структур Пербек-Айл оф Уайт. Обнажения палеогена на берегу Ла-Манша на Нормандском побережье являются останцами Дьеппского бассейна. Палеогеновая последовательность включает здесь верхний палеоцен-базальный олигоцен, при этом верхний эоцен-олигоцен выявлен только в Хэмпширском бассейне (King, 2016).

Парижский бассейн представляет собой кругообразный интракратонный бассейн, чуть более вытянутый по оси восток-запад (600 км), чем по оси север-юг (500 км). Он проходит вдоль древних массивов Арденн (Ardennes) на северо-востоке, Вож (Vosges) на востоке, Морван (Morvan) на юго-востоке, вдоль Центрального Массива на юге и Армориканского Массива на западе (Schuler et al., 1992). Древние массивы являются выходящими на поверхность частями герцинского основания, некоторые из них оставались поднятыми с конца палеозоя. Другие области этого основания были разрушены, начиная с палеогена.

Парижский бассейн открывается на северо-запад в Ла-Манш (центральный и восточный секторы), на севере он граничит с Бельгийским бассейном и побережьем Северного моря, от которого структурно отделяется т.н. «Осью Артуа» - восточной частью Выступа Weald-Artois (Pomerol, 1982); вне этого пространства известны только остатки верхнепалеоценовых-эоценовых отложений. Первоначально эта ось интерпретировалась как выступ, позволявший лишь эпизодическое морское сообщение; однако, согласно более поздним работам (Dupuis et al., 1984; King, 2006), роль этой оси была существенно уменьшена, сейчас предполагается, что седиментация была в целом последовательной вдоль всего пространства и прерывалась лишь в короткие моменты воздымания и эрозии. На юго-востоке Парижский бассейн отделяется от прогиба Бресс Бургундским возвышением, а на юго-западе его граница проходит по возвышенности Пуату, которой он отделен от Аквитанского бассейна (Schuler et al., 1992).

Парижский бассейн занимает промежуточное положение между стабильным краем (Атлантика и Северное море) и активной зоной, связанной со Средиземноморским краем

(Тетическая область). Такое положение Парижского бассейна объясняет палеогеографическую эволюцию бассейна: в течение раннего мела это был залив, сообщавшийся с Тетическим океаном; в течение позднего мела, палеоцена и раннего эоцена Парижский бассейн был связан с Северным морем; начиная с границы эоцена/олигоцена и в неогене Парижский бассейн был рукавом Атлантического океана.

Парижский бассейн – это широкая и очень мелководная структура с относительно маломощной палеоцен-миоценовой последовательностью, характеризующейся в основном мелководными морскими и континентальными отложениями. За эпизодом пост-кампанского воздымания и эрозии здесь последовало отложение датских внешнеритических и прибрежно-морских карбонатов, которые затем были существенно эродированы в течение зеландского воздымания. Погружение и седиментация возобновились в начале танета. Палеогеновые отложения в Парижском бассейне не превышают 200 м мощности.

Парижский бассейн – это классический регион палеогеновой стратиграфии и палеонтологии северо-западной Европы; палеогеновые ярусы были впервые установлены в этом регионе. Именно здесь было введено понятие «Палеоценовой эпохи» Шимпером в XIX веке (Schimper, 1874), что произошло, прежде всего, благодаря выявлению в лигнитах и песчаниках Суассоннэ (Lignites et Grès du Soissonnais) флоры, отличной как от поздне меловой, так и от ипрской (London Clay). Понятия «танета» и «бартона» изначально также появились на основе стратиграфических подразделений Парижского бассейна, хотя и были названы по британским местоположениям, где предполагались их коррелятивные аналоги (King, 2016). В прошлом, ярусы Спарнак, Кюиз, Оверниан, Стампиан широко использовались, но в дальнейшем устарели и вышли из употребления. Тем не менее, Парижский бассейн далек от того, чтобы быть в настоящее время эталонным регионом для международной палеогеновой стратиграфии прежде всего из-за его краевого положения в палеобассейне Северного моря (Berggren, 1972). Некоторые стратиграфические подразделения здесь маломощные и прерывистые, с большим количеством мелких перерывов (Pomerol, 1989). Планктонные фораминиферы и известковый наннопланктон очень редки. Иногда детальная корреляция оказывается затруднительной даже с соседними областями, такими как Хэмпширский и Бельгийский бассейны.

6.1. Обзор палеоценовых-нижнеэоценовых отложений севера Франции (Парижский и Дьепский бассейны)

В Парижском и Дьепском бассейнах до начала XXI века верхнепалеоценовая-нижнеэоценовая последовательность включала в себя три отличные литологические разности:

две хорошо определяемые песчаные толщи, которые до конца XX века относили к Пескам Брашё (Sables de Bracheux, палеоцен) и Кюизским Пескам (Sables de Cuise, эоцен), между которыми находился гораздо слабее изученный комплекс континентальных и прибрежных глин, известняков, песков и лигнитов (с большим количеством органического вещества), традиционно относимых к Argiles à Lignites. В XIX веке эти толщи мелководно-морских и континентальных отложений, залегающие между морскими танетскими и кюизскими песками, показались настолько отличными, что это послужило основанием Дольфусу (Dollfus, 1880) установить новый ярус – Спарнакский (от названия г. Epernay = *Sparnacum* по-латински). В XX веке стратиграфическое значение спарнакского яруса, установленного Дольфусом, оказалось дискуссионным по причине в основном неморского генезиса отложений (Berggren, 1971). Однако, несмотря на то, что Спарнакский ярус в настоящее время потерял свой официальный статус, в последние 15 лет было установлено, что т.н. спарнакские отложения (т.е. отнесенные к нему по определению Дольфуса в 1880 г.) ассоциируются с исключительным интервалом в кайнозойской истории Земли, а именно – Палеоцен-Эоценовым Термическим Максимумом (Magioncalda, 2004; Aubry et al., 2005; Thiry et al., 2006).

Тем не менее, на настоящий момент т.н. спарнакские отложения оказываются наименее изученными отложениями среди всего палеогена северо-западной Европы. Как отмечают Обри с соавторами (Aubry et al., 2005), это, прежде всего, связано с разнообразием и многочисленными латеральными изменениями фаций, что, в конечном итоге, приводит к ограниченному потенциалу биостратиграфических корреляций. Путаница, которая возникала при корреляции этих отложений с отложениями из соседних бассейнов северо-западной Европы, долгое время препятствовала их всестороннему региональному описанию.

С целью прояснения раннепалеогеновой седиментационной истории севера Франции и уточнения стратиграфических корреляций с регионами северо-западной Европы и Северного моря, в результате обобщения многолетних полевых исследований (Thiry, 1981; Dupuis, Steurbaut, 1987), в 2005 г. Обри, Тири, Дюпюи и Берггрен (Aubry, Thiry, Dupuis, Berggren) формализовали литостратиграфическую структуру этого комплекса в виде Серии Мон Бернон (Mont Bernon Group, Рис. 6.1). Начиная с этого момента (Aubry et al., 2005), палеоценовая-нижнеэоценовая последовательность на севере Франции (Парижский и Дьеппский бассейны) выглядит следующим образом:

Серия Вини (Vigny Group): К этой группе отнесены нижнепалеоценовые известковые отложения Парижского бассейна, с несогласием перекрывающие кампанские мелы. Серия включает морские известняки (Calcaire de Meudon, Calcaire de Vigny и т.д.) и мергели (Marnes de Meudon) континентального генезиса.

В Дьеппском бассейне датские отложения отсутствуют, а в Парижском бассейне имеют крайне ограниченное распространение, что связано с их эрозией в течение всего зelandия.

Серия Вель (Vesles Group): в основном морские глауконитовые песчаные отложения, распространенные от Дьеппа до Парижа и Ремса. Включает в себя свиты Moulin Compensé, Châlons-sur-Vesles и Bracheux.

Свита Мулан-Компансэ (Moulin Compensé Formation) (6-7 м мощности) – глауконитовые, глинистые, известковые алевролиты или пески с мелкой галькой мелководного морского генезиса. По данным Janin, Bignot (1993) и Steurbaut (1998), соответствует интервалу наннопланктонных зон NP6-NP7; возраст – ранний танет.

Свита Шалон-сюр-Вель (Châlons-sur-Vesles Fm) (6 м) – белые и желтые, тонкозернистые морские глауконитовые пески, содержат большое количество раковин моллюсков (Pomerol, 1981). К свите отнесены пачки Sables de Dieppe, Sables de Montjavoult, Sables du Tillet. Согласно Aubry (1983, 1986), Dupuis, Steurbaut (1987), Steurbaut (1998), соответствует интервалу зоны NP8, танет.

Свита Брашэ (Bracheux Fm) (4.5-30 м) – грубозернистые глауконитовые и известковые пески мелководного морского генезиса. Включает в себя пачки Sables de Bracheux, Sables de Criel, Marnes de Marquéglise. Согласно Aubry (1983, 1986), Dupuis, Steurbaut (1987), Steurbaut (1998), соответствует интервалу зоны NP9, танет.

Серия Мон Бернон (Mont Bernon Group): Включает в себя глины и лигнитосодержащие глины с переслаиванием озерных известняков, мергелей и мелководных морских песков. Серия получила название по возвышенности Bernon, находящейся в южных окрестностях Epernay. Серия перекрывает морские пески серии Вель (Vesles) на западе и востоке Парижского и Дьеппского бассейнов, на юге залегает непосредственно на верхнемеловых мелах. Отложения серии большей частью нижнеэоценовые, хотя захватывается и граница палеоцена/эоцена. Состоит из 4 свит: (1) Мортмер, (2) Вожирар, (3) Суассоннэ, (4) Эпернэ. Свита Мортмер распространена по всей площади бассейнов, свита Вожирар – на юге, свита Суассоннэ – в центре и на севере, свита Эпернэ – в центре и на востоке.

Свита Мортмер (Mortemer Fm) (~3-15 м) – разнообразные, обогащенные карбонатом преимущественно континентальные отложения, залегающие между морскими танетскими песками и Пластичными Глинами (Argile Plastique) свиты Вожирар или Argiles à Lignites. Свита представлена богатыми остракодами и харофитами микрокристаллическими известняками. Dupuis et al. (1986) выделили внутри свиты 3 региональных пачки: (1) Известняк Айи (Calcaire d'Ailly) (Дьеппский бассейн) – озерные или болотные мергели и песчаные известняки; (2) Желваковые Мергели (“Marnes à Rognons”) (Парижский бассейн) – известковые песчаные и

глинистые пачки с известковыми конкрециями; (3) Белые Мергели (Marnes Blanches) - мергели, чередующиеся с желваковыми озерными известняками.

Свита Вожирап (Vaugirard Fm) (~15 м) (Пластичные Глины в понимании Cuvier, Brogniart, 1811) представлена глинами и включает 3 пачки: (1) пачка Лимэ (Lima Mb) (10-15 м) – смектит-монтмориллонитовые, чередующиеся с каолинит-смектитовыми глинами красного цвета, представляющие собой отложения затопленных равнин (распространены к западу и югу от Парижа); пачка коррелируется с пачкой Прованс на юго-восточной окраине Парижского бассейна; (2) пачка Прованс (Provins Mb) (10-25 м) – каолинитовые и аноксичные фации Пластичных Глин; глины коричневые и серые в основании, постепенно светлеющие, представляют собой дельтовые отложения, распространившиеся в аноксичное озеро; (3) пачка Мёдон (Meudon Mb) (0.30-0.80 м) – в основании представлена конгломератами с известковой галькой (1-15 см в диаметре), выше – коричневыми, пластинчатыми глинами, богатыми растительными остатками; отложения речного канала. Conglomerat de Meudon – широко известная толща, содержащая исключительные остатки млекопитающих, установлена д'Орбиньи (d'Orbigny, 1836), до сих пор является справочной для исследователей, занимающихся эволюцией млекопитающих на границе палеоцена/эоцена.

Свита Суассоннэ (Soissonais Fm) (Argiles du Soissonais à Lignites были описаны Brogniart в 1829 г.) – достаточно разнообразная литологически свита, формировавшаяся в приливно-отливной зоне; наиболее типичные отложения представлены темными глинами, алевролитами, песками, слоями с раковинами и лигнитами. Согласно Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto (1978), свита соответствует интервалу диноцистовой зоны W1 (Apectodinium homomorphum). Внутри свиты выделяются 4 пачки: (1) Вобан (Vauxbuin Mb) (~8.5-12 м) – последовательность песков и лигнитосодержащих глин, песков с раковинами и глин с раковинами устриц; отложения озерного, болотного и прибрежного генезиса (Bignot et al., 1981); (2) Вексан (Vexin Mb) (западная часть Парижского бассейна, 5-12 м) – чередование сантиметровых прослоев глин, песков и лигнитов, наблюдаются раковины моллюсков и пиритовые конкреции, многочисленные следы палеопочв. Пачка представляет собой отложения приморских болот, частично под воздействием приливов, следы палеопочв указывают на достаточно частое эпизодическое осушение территории. (3) Айи (Ailly Mb) (Дьеппский бассейн) (ранее – знаменитые Sables et Argiles à Ostracodes et Mollusques, SAOM, Bignot, 1965) – состоит из тонкослоистых глин и широких линз песка, исключительно богатых моллюсками. Большая часть остатков устриц сконцентрирована в верхней части пачки; в некоторых разрезах наблюдается полоса песка мощностью 1 м, состоящего из нерасчлененных раковин. Пачка Айи перекрывает (с поверхностью эрозии) Известняк Айи свиты Мортемер и подстилает пачку Кракелан (Craquelins Mb). Мощный слой

лигнита L1 является верхней границей Известняка Аيي, а слой L2 проходит внутри пачки Аيي. Пачка Аيي (Ailly) простирается от Ла-Манша до северо-востока Парижского бассейна. Отложения, напоминающие SAOM, были вскрыты скважинами в Бельгии (как “Landénien supérieur continental”, Dupuis et al., 1990). Фации SAOM простираются вплоть до Хэмпширского бассейна и были описаны из разреза Newhaven (Dupuis, Gruas-Cavagnetto, 1985). Отложения пачки Аيي представляют собой очень мелководные лагунные отложения, связанные с приливами; (4) пачка Кракелан (Craquelins Mb) (<10 м) (Дьеппский бассейн) (Argile glauconieuse inférieure, Bignot, 1965): нижняя часть этой известковой пачки состоит из 1 м темных красноватых глин с большим количеством грубозернистого темно-зеленого глауконита. Верхняя часть – биотурбидированные пески без глауконита. Пачка Кракелан отделяется от пачки Аيي поверхностью с рассыпающимися кремнями и зубами акул, а от Рыжеватых Песков (Sables Fauves, Varengueville Fm) – отчетливым эрозионным контактом. Согласно данным Jan De Coninck (pers.comm., 1995 in Aubry et al., 2005), в этой пачке был обнаружен очень разнообразный диноцистовый комплекс, но его состав так и не был опубликован.

Свита Эпернэ (Epernay Fm) литологически очень сходна с формацией Суассоннэ, однако эти две формации соответствуют 2 разным диноцистовым биозонам и отделены друг от друга хиатусом. Свита состоит из переслаивающихся глин, песков и лигнитов (часто с большим количеством моллюсков), чередующихся с палеопочвами.

Серия Монтань де Лан (Montagne de Laon Group): Отложения имеют широкое распространение и выходы на поверхность в Парижском бассейне. Здесь формально выделяются свиты Мон-Нотр-Дам, Кюиз и Лан (Mont-Notre-Dame, Cuise, Laon). В Дьеппском бассейне установлена свита Варанжвиль (Varengueville) и предварительно отнесена к серии Монтань де Лан, хотя литологически от нее отличается (в основном состоит из глин). Большая часть серии Montagne de Laon состоит из морских известковых (кроме низов) и глауконитовых песков, которые содержат в большом количестве крупные фораминиферы (*Nummulites planulus*, *Alveolina oblonga*). Верхняя пачка серии (Argile de Laon) перекрывается пачкой Glauconie Grossière (грубые глаукониты) лютетского возраста. Серия Монтань де Лан – раннеэоценового возраста, в основании установлена диноцистовая зона *Wetzeliella astra*, верхняя граница серии проходит внутри зоны *Kisselevia coleothrypta* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978). Свита Варанжвиль (Varengueville) (верхняя часть) и Пески Эзи (Sables d’Aizy) соответствуют интервалу зоны NP11, Кюизские Пески (Sables de Cuise) – возможно, низам NP 12 (Aubry, 1983, 1986).

Как отмечают Aubry et al. (2005), пространственные взаимоотношения между свитами и пачками на севере Франции еще не до конца выяснены. Это связано, прежде всего, с

ограниченным вертикальным распространением обнажений серии Мон Бернон и значительными латеральными фаціальными изменениями – проблемами, которые с самого начала (XIX в.) затрудняли стратиграфию севера Франции. Корреляции внутри серии Мон Бернон порой затруднены даже на расстояниях нескольких десятков километров не только по причине резких латеральных и вертикальных фаціальных изменений, которые делают затруднительными литостратиграфические корреляции, но и потому, что резкие фаціальные изменения приводят к неравномерному распространению биостратиграфических маркеров. Известковый наннопланктон практически не представлен в серии Мон Бернон, поэтому зоны по наннопланктону даны только для подстилающих танетских (NP8-9) и для перекрывающих отложений свиты Варанжвиль (NP11 для Argiles à Lignites формации Эпернэ), и только на уровне предположения (Aubry et al., 2005) для серии Мон Бернон давался интервал NP9(верхи)-NP10(часть).

Диноцисты предоставляют основную информацию для уточнения корреляций между танетскими и ипрскими отложениями севера Франции с другими частями северо-западной Европы. Но, несмотря на веховую работу Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto (1978), до настоящего времени существовало достаточно ограниченное количество опубликованных данных по присутствию диноцист в палеогеновых отложениях Парижского и Дьепского бассейнов, при этом акцент в публикациях делался скорее на реконструкции палеоландшафтов, нежели стратиграфические корреляции. Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto (1978) выделили три зоны для расчленения танет-нижнеипрской стратиграфической последовательности на севере Франции: (1) зона *Apectodinium homomorphum* (W1 – интервал между LO *Apectodinium* spp. и LO *Wetzeliella astra*); (2) зона *Wetzeliella astra* (LO *W. astra* – LO *Wetzeliella meckelfeldensis*), (3) зона *W. meckelfeldensis* (LO *W. meckelfeldensis* – LO *Dracodinium simile*). Эти авторы установили, что вся толща т.н. спарнакских отложений, включая Sables de Sinceny, Argiles à Lignites du Soissonnais и Fausses Glaises du Vexin (=Soissonnais Fm) относятся к зоне W1, а Epernay Formation – к зоне W3. Хотя и в настоящее время зоны W2 и W3 используются в качестве реферативных, в последние 30 лет многочисленные биозональные схемы были предложены для других частей палеобассейна Северного моря (Costa, Manum, 1988; Powell, 1992; Bujak, Mudge, 1994; Mudge, Bujak, 1996), однако попыток уточнить корреляции внутри спарнакской последовательности с учетом новых схем не проводилось. В 1992 г. Powell разделил интервал зоны *Apectodinium homomorphum sensu* Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto (1978) на 3 зоны: *Apectodinium hyperacanthum*, *Apectodinium augustum* и *Glaphyrocysta ordinata*. В Парижском и Дьепском бассейнах зону *A. augustum* выделить не удавалось по причине отсутствия номинального таксона в изученных разрезах бассейнов. Powell et al. (1996) отмечали схожесть этой ситуации с Лондонским бассейном и

объясняли отсутствие *A. augustum* ограничением распространения этого таксона более оффшорными условиями. Они предложили использовать LO акме *Apectodinium* (min 34.5% в южной Англии) в качестве основания зоны *A. augustum*. Aubry et al. (2005) отмечают, что на севере Франции до недавнего времени не имелось количественных оценок содержания *Apectodinium* из всех разрезов, где *Apectodinium* spp. выявлялись. Исходя из данных Шатёнёфа и Груас-Каванетто (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1968; Gruas-Cavagnetto, 1968, 1970, 1976a, 1976b, 1976c, 1978; Bignot et al., 1981; Dupuis et al., 1982; Gruas, Bignot, 1985), полученных на основании изучения ряда опорных разрезов и скважин, специалисты пришли к выводу, что комплексы диноцист из формации Суассоннэ (Soissonnais) состоят на 80-90% из видов *Apectodinium* (за исключением *A. augustum*). Согласно Aubry et al. (2005), до недавнего времени считалось, что в Парижском и Дьеппском бассейнах не выявлены отложения, соответствующие интервалу западноевропейской зоны *Glaphyrocysta ordinata/Deflandrea oebisfeldensis*: здесь не выявлены ни интервал с акме *Leiosphaeridia* spp., ни интервал большого количества *Deflandrea oebisfeldensis*, как это наблюдается в свите Харвич (Harwich Fm) в южной Англии (Powell et al., 1996) и Североморском бассейне (Bujak, Mudge, 1994; Mudge, Bujak, 1996). Исходя из относительной схожести обстановок осадконакопления бассейнов севера Франции и Лондонского бассейна, это отсутствие признаков зоны *Gl. ordinata/D. oebisfeldensis* рассматривалось как доказательство стратиграфического перерыва в Парижском и Дьеппском бассейнах.

В целях реконструкций многообразных и взаимосвязанных т.н. спарнакских палеообстановок в Парижском и Дьеппском бассейнах, а также для обеспечения корреляции с ПЕТМ и ассоциирующимися с ним изотопной аномалией углерода (CIE) и другими процессами, в последние годы были проведены палинологические исследования высокой степени разрешаемости в новых или опорных для севера Франции разрезах обнажений и скважин в рамках комплексных лито-, био- и хемотратиграфических исследований под эгидой Геологической Службы Франции (BRGM). Следует отметить, что для севера Франции - это первое исследование, позволившее провести калибровки 1-го порядка между диноцистовыми и изотопными данными из т.н. спарнакских отложений.

Задачи изучения диноцист из разрезов Парижского и Дьеппского бассейнов, переходных зон между этими и Бельгийским бассейнами, а также разрезами на юге Англии состояли в том, чтобы: (1) Выявить особенности комплексов диноцист из т.н. спарнакских отложений, а также подстилающих их танетских и перекрывающих ипрских отложений; уточнить возраст палеоценовых формаций по диноцистам; (2) Уточнить наличие или отсутствие стратиграфического перерыва между спарнакскими и более молодыми ипрскими отложениями в

Парижском и Дьепском бассейнах; (3) На основании полученных стратиграфических данных прояснить корреляции между свитами севера Франции, юга Англии и Бельгии; (4) Уточнить и детализировать диноцистовую шкалу для Парижского и Дьепского бассейнов для верхнего палеоцена-низов эоцена.

6.2. Палинологические результаты из Дьепского бассейна (Верхняя Нормандия, Франция)

Описания разрезов выполнены К. Дюпюи (Christian Dupuis, Политехнический институт, Монс, Бельгия) и Ф. Кеснель (Florence Quesnel, BRGM, Орлеан, Франция).

6.2.1. Разрез Соттвиль-сюр-Мер (Sotteville-sur-Mer)

Сводный разрез Соттвиль-сюр-Мер представляет собой утёс на побережье Ла Манша приблизительно в 750 м от деревни Соттвиль-сюр-Мер и исследовательскую скважину BRGM в 250 м на юг от лесницы, ведущей на пляж.

Палеогеновая часть сводного разреза подстилается 4 метрами кампанских мелов и представлена снизу вверх:

-3 ~0.7 м: Пачка Пэи дэ Ко (Pays de Caux Mb): известковый песок, переходящий в кровле в озерный известняк. Кровля, возможно, представляет палеопочву, бескарбонатна, со следами корней растений.

0.7- 3 м: Пачка Фар дэАйи (Phare d'Ailly Mb): чередование озерных известняков с ракушками моллюсков и глиной, иногда песчаной. Два прослоя лигнитов разделяют эту пачку на 3 части.

3-7 м: Пачка Соттвиль-сюр-Мер (Sotteville-sur-Mer Mb) сложена в основном тонкозернистыми слоистыми песками, основание и кровля которых более глинистые.

7-10.5 м: Пачка Кракелан (Craquelins Mb) сложена песчанистой глиной, в основании с большим количеством зерен глауконита.

10.5-12 м: Пачка Рыжеватых Песков (Sables Fauves Mb) сложена тонкозернистым песком, богатым кремнистой галькой.

Согласно Smith et al. (2011) и Storme (2013), интервал изотопной аномалии углерода (CIE) ($\delta^{13}\text{C}$ от -29.5 до -24.5‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен в этом разрезе, начиная с низов пачки Фар д'Айи (Unit 1) и заканчивая кровлей пачки Кракелан.

18 образцов были проанализированы палинологически в разрезе Соттвиль-сюр-Мер внутри интервала ПЕТМ (Рис. 6.2-6.3). Единственный образец из верхов пачки Фар д'Айи (Unit 3), представляющий собой, возможно, прибрежный прослой, выявил комплекс, представленный

исключительно родом *Apectodinium*. Нижняя половина (STV-0.80-STV-2.70) пачки Соттвиль-сюр-Мер диноцисты не содержала, тогда как верхняя половина пачки выявила количественно богатые диноцистовые комплексы с абсолютным доминированием (80-95%) представителей рода *Apectodinium*; группа *Lingulodinium* составляет здесь 5-15%. Пачка Кракелан, в свою очередь, характеризуется сокращением количества *Apectodinium* (40-55%), увеличением количества группы *Spiniferites* (20%), содержанием группы *Lingulodinium* в пределах 15% и резким увеличением содержания группы *Areoligera* (параллельно с привнесом водорослей *Pediastrum*) до 40% в верхнем проанализированном образце из средней части пачки Кракелан. Следует отметить, что в образцах из пачки Кракелан, помимо представителей рода *Apectodinium* (*A. homomorphum*, *A. hyperacanthum*, *A. paniculatum*, *A. summissum*, *A. parvum*), выявлены новые ветзелиеллоидные *Vallodinium heilmannii* и *Stichodinium elegantulum*.

6.2.2. Скважина Фар Дайи (Phare d'Ailly)

Исследовательская скважина Фар Дайи (пробурена в 2008 г.) расположена на побережье Ла Манша на месте бывшего маяка Аий, приблизительно в 100 м на север от современного маяка.

Бурение скважины закончено на глубине ~42.5 м; палеогеновый разрез снизу вверх представлен:

~42.5-40 м глубины: Пачка Фар Дайи (Phare d'Ailly Mb) свиты Мортемер, в нижней части представлена известняками, в верхней части – лигнитом с ракушками (L1).

40-34 м глубины: Пачка SAOM (Пески и Глины с Остракодами и Моллюсками) свиты Суасоннэ (чередование песков с многочисленными раковинами моллюсков, глин и алевролитов. В верхней части пачки выявлен крупный лигнитовый прослой (L2).

34-33 м глубины: Пачка Кракелан (Craquelins Mb), песчанистые глины.

33-22.0 м глубины: Пачка Рыжеватых Песков (Sables Fauves Mb).

22.0-14.0 м глубины: Пачка Глин и Песков (Argiles et Sablons Mb) свиты Варанжвиль (Varengeville).

Согласно данным изотопных анализов (Flehoc in Garel, 2013), интервал изотопной аномалии CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -33.5 до -23‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен в этом разрезе, начиная с верхов пачки Фар д'Аий вплоть до кровли пачки Кракелан.

28 образцов были изучены палинологически в скважине Аий из верхов пачки Фар д'Аий, пачек SAOM, Кракелан и Рыжеватых Песков (Рис. 6.4-6.6). Верхняя часть разреза, соответствующая большей части свиты Варанжвиль, в рамках настоящей работы не изучалась. 15 образцов из верхов пачки Фар д'Аий, а также 8 образцов из пачки Рыжеватых Песков не выявили

диноцист. Однако, количественно представительные диноцистовые комплексы были выявлены из пачек SAOM и основания пачки Глин и Песков.

За исключением узкого интервала в верхней половине пачки SAOM (доминирование водорослей *Pediastrum*), палинологические комплексы характеризуются абсолютным доминированием диноцист. Кроме низов пачки SAOM, в которых обнаружено четкое (почти 50%) преобладание группы *Kenleyia*, большая часть Пачки SAOM характеризуется абсолютным (до 95%) доминированием представителей рода *Apectodinium*. Интервал, соответствующий накоплению лигнита L2 отличается относительным уменьшением содержания *Apectodinium* (до 60%) и присутствием (30%) гониаулакоидного таксона *Gonyaulacoid A*.

Палинологический комплекс из образца, изученного в основании пачки Глин и Песков свиты Варанжвиль, характеризуется появлением стратиграфически важного вида *Dracodinium astra* и доминированием открыто-морской группы *Spiniferites*, что свидетельствует о трансгрессивном этапе в развитии бассейна в самом начале ипра s.s. ~ 50 млн. лет назад.

6.2.3. Утёс Кап Дайи (Cap d'Ailly)

Утёс Кап Дайи расположен приблизительно в 300 м на северо-запад от современного маяка Айи и является опорным палеогеновым разрезом для всего побережья Ла Манша (Dupuis, Steurbaut, 1987; Aubry et al., 2005; Magioncalda et al., 2004).

В основании палеогенового разреза залегают кампанские мелы; сводный палеогеновый разрез представлен снизу вверх следующим образом:

~1.5-8.5 м: Свита Мортемер: ~1.5-4.0 м – Пачка Песков и Песчаников Страны Ко (Sables et Grès du Pays de Saux Mb); 4.0-8.5 м – Пачка Кап Дайи (Cap d'Ailly Mb) – озерные известняки, пресноводные мергели, прослой палеопочвы, в верхней части – лигниты (L1).

8.5-18.0 м: Свита Суассоннэ: 8.5-16.0 м – Пачка Айи (=SAOM Mb) – чередование лагунных песков, глин, алевролитов и ракушечников с остракодами и устрицами. Пачка разделена на 2 части палеопочвой и 20-40-сантиметровым прослоем лигнита (L2). 16.0-18.0 м – Пачка Кракелан (Craquelins Mb) – глины, в основании глауконитовые, к кровле становятся более песчанистыми.

18.0-45 м: Свита Варанжвиль (Varengeville Fm): 18.0-25.5 м – Пачка Рыжеватых Песков (Sables Fauves) – тонкозернистые пески с глауконитом, слоистые, биотурбидированные; 25.5-35.5 м – Пачка Глин и Песков (Argiles et Sablons Mb) – чередование глин, песчанистых биотурбидированных глин и т/з песка; 35.5-39.0 м – Пачка Корчневой Глины с конкрециями (Argile Brune à concretions); 39.0-44.0 м – Пачка Глауконитовой Глины Фар Дайи (Argile Glauconieuse du Phare d'Ailly Mb) – нижняя часть представлена карбонатной глиной, богатой

фораминиферами и остракодами, с большим количеством глауконита, в верхней части пачки глина не карбонатная, но содержит мелкие известковые конкреции.

Согласно результатам изотопных анализов (Magioncalda et al., 2004), интервал изотопной аномалии углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -30 до -22‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен в верхах пачки Кап Дайи свиты Мортемер вплоть до конца пачки Кракелан свиты Суассоннэ. Граница палеоцена-эоцена, соответственно, проведена внутри лигнита L1 свиты Мортемер.

Из морских и лагунных отложений разреза Кап Дайи палинологически было изучено 36 образцов, все из которых обнаружили количественно и таксономически представительные комплексы фитопланктона (Рис. 6.7-6.9).

Образцы, изученные из лигнитовых отложений верхов свиты Мортемер, характеризуются палинологическим комплексом, состоящим исключительно из пресноводных водорослей *Pediastrum*. Комплексы эоценовой части разреза отличаются абсолютным доминированием диноцист с небольшим участием акритарх и *Pediastrum* внутри свиты Суассоннэ, в свите Варанжвиль по-прежнему доминируют диноцисты, при этом акритархи достигают до 10% от комплекса.

Диноцистовый комплекс нижней части пачки Аيي (SP3) свиты Суассоннэ (начало интервала изотопной аномалии CIE) характеризуется присутствием видов *Apectodinium homomorphum*, *A. paniculatum*, *A. quinquelatum*, *A. parvum*, *A. summissum*, *A. hyperacanthum*, а также чередованием экстремальных акме *Apectodinium* (до 90%), *Kenleyia* (98%) и *Gonyaulacoid A* (60%), тогда как верхняя часть пачки (SP4) характеризуется экстремальным акме *Apectodinium* (55-98%), с привнесом группы *Lingulodinium* (до 20%). В свою очередь, диноцистовый комплекс из пачки Кракелан (терминальная часть события CIE) отличается появлением видов *Muratodinium fimbriatum*, *Turbiosphaera galatea*, *Glaphyrocysta reticulosa*, *Epelidinium brinkhuisii*, *Vallodinium heilmannii*, *Stichodinium elegantulum*. Пачка Кракелан отличается также относительным уменьшением акме *Apectodinium* (70-50%) и небольшим привнесом групп *Spiniferites*, *Areoligera* (15-20%), что свидетельствует о трансгрессивной фазе в конце события ПЕТМ.

Пачка Рыжеватых Песков (нижняя часть свиты Варанжвиль) не содержала палиноморф. Диноцистовый комплекс пачки Глин и Песков характеризуется последовательным появлением стратиграфически важных видов *Axiodinium lunare*, *Sophismatia crassoramosa*, *Deflandrea phosphoritica*, *Stenodinium meckelfeldense*, что позволяет сопоставить этот интервал разреза с интервалом западноевропейской зоны *Wetzeliella meckelfeldensis* (Powell, 1992) раннеипрского возраста. Нижняя часть пачки Глин и Песков характеризуется доминированием перидиниоидных диноцист (ветзелиеллоидные, дефландроидные), сменяющимся в верхней половине пачки существенным (до 60%) доминированием открыто-морской группы *Spiniferites*, что

свидетельствует о смене обстановок осадконакопления: установлении более открытых морских обстановок с нормальной соленостью вод.

Диноцистовые комплексы из верхних горизонтов разреза (пачки Коричневой Глины и Глауконитовой Глины Фар) не выявили более молодых стратиграфически важных таксонов диноцист; согласно предыдущим палеонтологическим исследованиям, эта часть разреза отвечает интервалу наннопланктонной зоны NP11 (Dupuis, Steurbaut, 1987). Комплекс диноцист из двух верхних пачек разреза характеризуется существенным доминированием (до 70%) группы *Spiniferites*, постоянным присутствием групп *Cordosphaeridium* и *Operculodinium*, а также резким сокращением перидиниоидных групп.

6.2.4. Утёс Блан Пати (Blanc Pâtis)

Утёс Блан Пати расположен на побережье Ла Манша приблизительно в 1900 м на северо-восток от городка Варанжвиль-сюр-Мер (Varengeville-sur-Mer).

Палеогеновый разрез подстилается кампанскими мелями. Нижняя часть палеогенового разреза представлена песками (~6 м) пачки Страны Ко (Pays de Caux Mb) свиты Мортемер, которые перекрываются глинами с многочисленными устрицами и раковинами моллюсков пачки SAOM и глинами пачки Кракелан (Craquelins Mb) свиты Суассоннэ (Soissonnais Fm). Верхние 3 м утёса сложены пачкой Рыжеватых Песков свиты Варанжвиль (Varengeville).

В разрезе Блан Пати было палинологически изучено 5 образцов из пачки SAOM (Рис. 6.10). Нижняя часть пачки характеризуется акме (98%) группы *Kenleyia*, тогда как верхняя часть отмечена резкой сменой доминанта: группа *Spiniferites* резко достигает 60%, тогда как в кровле пачки выявлено акме группы *Lingulodinium* (почти 70%). Следует отметить, что внутри пачки найден лишь единичный *Apectodinium homotomorphum*.

6.2.5. Разрез Вастериваль (Vasterival)

Разрез Вастериваль расположен вдоль т.н. «Алебастрового Побережья», в 8 км от города Дьепп, в 470 м на северо-запад от современного маяка Айи.

Этот 2-метровый разрез включает в себя (снизу вверх) лигнитовый комплекс с речными песками и песчаниками, озерными известняками и мергелями, а также палеопочвой пачки Фар д'Айи (Phare d'Ailly Mb) свиты Мортемер. Выше залегает пачка SAOM (Пески и Глины с Остракодами и Моллюсками) свиты Суассоннэ, представляющая собой прибрежно-морские отложения в виде чередования песков, алевроитов и глин. Согласно изотопным данным (Storme et al., 2012; Garel et al., 2013), интервал изотопной аномалии CIE выявлен, начиная с верхней части

свиты Мортемер (интервал с уровня 103 см до кровли палеогенового разреза) и продолжаясь в интервале свиты Суассоннэ со значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -25.4 до -28.8‰.

В разрезе Вастериваль диноцисты изучались из 11 образцов (Рис. 6.11). В нижней части разреза, относящейся к свите Мортемер (пред-ПЕТМ и ПЕТМ интервалы), палинологический комплекс представлен в основном пресноводной водорослью *Pediastrum*, диноцисты практически не встречены, за исключением количественно обедненного комплекса в образце В-138, где в основном встречены представители рода *Apectodinium*. В свою очередь, нижняя часть пачки SAOM характеризуется диноцистовым комплексом с доминированием *Apectodinium* spp. (до 55%), при этом в значительных количествах представлены *Gonyaulacoid* A и группа *Spiniferites* (20%), выше по разрезу увеличивается количество *Gonyaulacoid* A (до 35%), а также дефландроидных (20%) и группы *Kenleyia* (10%).

6.2.6. Утёс Криель (Criel)

Утёс Криель расположен на побережье Ла Манша приблизительно в 1900 м на северо-запад от городка Криель-сюр-Мер (Criel-sur-Mer).

Палеогеновые отложения утёса подстилаются сантонскими мелами. Нижняя часть палеогенового разреза представлена песками (5.5 м мощности) пачки Криель (Criel Mb) свиты Брашё (Bracheux). Выше по разрезу залегают алевролитистые глины (4.5 м мощности) серые, коричневые, хаки) с раковинами моллюсков пачки SAOM и глины пачки Кракелан (1.5 м мощности) свиты Суассоннэ. Верхняя часть утёса (3.5 м) представлена пачкой Рыжеватых Песков (Sables Fauves Mb).

9 образцов были изучены палинологически в разрезе Криель из пачки SAOM (Рис. 6.12). Палинологический комплекс большей части пачки характеризуется абсолютным доминированием диноцист, акритархи составляют не более 10%. Самая верхняя часть пачки отмечена акме водорослей *Pediastrum* (95%). Диноцистовые ассоциации внутри пачки SAOM демонстрируют последовательную смену доминантов: в низах пачки наблюдается акме группы *Kenleyia* (55%), группы *Lingulodinium* и *Spiniferites* достигают 25 и 30% соответственно, при этом представители *Apectodinium* лишь единичны. Выше по разрезу пачки увеличивается количество *Apectodinium* (до 30%), группа *Lingulodinium* оказывается наиболее многочисленной. Далее наблюдается акме *Gonyaulacoid* A (~70%), сменяющееся в верхах пачки на акме *Apectodinium* (~65%).

6.2.7. Сквжина Съеж-Мадам (Siège-Madame)

Исследовательская скважина Съеж-Мадам (BRGM) пробурена в 2008 г. и расположена в лесу приблизительно в 6000 м на юг-юго-запад от городка Э (Eu).

Разрез скважины сложен снизу вверх следующим образом:

31~27.7 м глубины: белые мелы сантонского возраста.

27.7-21.0 м глубины: Пески Криеля (Sables de Criel Mb) свиты Брашё: среднезернистые бескарбонатные пески, глауконитовые, с мелким галечником, цвета хаки до бежевого; в основании – прослой кремневых галечников.

На глубине 21 м начинаются т.н. спарнакские отложения: нижняя пачка (21.0-18.0 м; свита Мортемер) – в основании тонкозернистый песок, светло-серый, слабо окремненный, выше – глинистый алеврит коричневого цвета, затем 1 м пластичной глины темно-серого цвета, с мелкими обломками раковин; 18.0-13.4 м глубины – Пачка SAOM (свита Суассоннэ) – чередование ракушечника (из раковин устриц), пластичных глин темно-серого цвета с обломками раковин и ракушечных светлых песков с устрицами и гастроподами; 13.4-10.5 м – пачка Кракелан (Craquelins Mb, Soissonnais Fm) – чередование тонкозернистого глинистого песка и алевритистых глин различных цветов (от сиреневого до охры и хаки).

Выше с несогласием (10.5-4.9 м глубины) залегают Рыжеватые пески (Sables Fauves Mb) свиты Варанжвиль: чередование тонкозернистых алевритистых рыжеватых песков и серо-коричневых пластичных глин.

4.9-1.2 м: Пачка Глин и Песков (Argiles et Sablons Mb) свиты Варанжвиль – в основании тонкозернистый алевритистый песок цвета охры, выше – темно-серые пластичные глины.

Палеогеновый разрез перекрывается плейстоценовыми отложениями 1.2 м мощности.

Согласно неопубликованным данным (Christine Flehoc, BRGM), интервал изотопной аномалии углерода CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -27 до -23‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен в интервале верхов свиты Мортемер и всей свиты Суассоннэ (пачки SAOM, Sotteville, Craquelins).

53 образца было изучено палинологически внутри палеогеновой части разреза скважины, практически все они выявили количественно представительные и таксономически разнообразные комплексы фитопланктона (Рис. 6.13-6.15). Следует отметить, что соотношения различных групп палиноморф существенно меняются внутри разреза.

Исходя из присутствия/появления стратиграфически важных таксонов и количественных характеристик, в разрезе скважины Съеж-Мадам установлено 7 диноцистовых интервалов:

Первый интервал (образцы SMA 1-38-SMA 2-79) выявлен в пачке Песков Криеля и низах пачки Съеж-Мадам свиты Брашё и характеризуется присутствием стратиграфически важных видов *Apectodinium homomorphum*, *A. parvum*, *A. quinquelatum*, *A. summissum*, что позволяет отнести этот интервал к зоне *Apectodinium hyperacanthum* компиляционной шкалы Западной

Европы (Powell, 1992) позднеанетского возраста. Палинокомплекс в этом интервале характеризуется общим доминированием диноцист (50-70%) при существенном (30-50%) участии водорослей *Pediastrum*; среди диноцист в наибольших количествах представлены группы *Apectodinium* (20-40%) и Gonyaulacoid A (20-25%), группы *Lingulodinium*, *Areoligera*, *Kenleyia* и *Spiniferites* не превышают 10% каждая. Указанные характеристики комплекса могут свидетельствовать о достаточно прибрежных обстановках.

Второй интервал (образцы SMA 2-78-SMA 2-73) выявлен в верхах пачки Съеж-Мадам свиты Брашё (начало интервала CIE) и отличается абсолютным доминированием диноцист с единичным участием акритарх и *Pediastrum*, началом акме *Apectodinium* (55%), сменяющимся внутри пачки экстремальным акме группы *Kenleyia* (~80%). В кровле пачки наблюдается существенный (35%) привнос открыто-морской группы *Spiniferites*. Всё это свидетельствует о трансгрессивной фазе развития бассейна в самом начале события ПЕТМ.

Третий интервал (образцы SMA 2-72-SMA 2-55) выявлен в пачке SAOM свиты Суассоннэ и характеризуется в основании экстремальным акме *Apectodinium* (~75%), а также появлением представителей рода *Axiodinium* внутри пачки и появлением видов *Axiodinium sparnacium*, *Vallodinium heilmannii* и *Stichodinium galliciense* в кровле пачки SAOM. Интервал пачки SAOM в целом характеризуется чередованием акме *Apectodinium* (до 70%), акме группы *Lingulodinium* (до 50%) и акме Gonyaulacoid A (до 45%). Палинологический комплекс в этом интервале отличается доминированием диноцист с отдельными интервалами привноса существенного (до 40%) количества *Pediastrum*, что может свидетельствовать об изменениях береговой линии и уровня солености прибрежных вод в результате эвстатических колебаний уровня моря.

Четвертый интервал (образцы SMA 1-18-SMA 2-52) выявлен в пачке Соттвиль свиты Суассоннэ и характеризуется появлением видов *Epelidinium normandiense*, *Petalodinium lenisium*, *Stichodinium elegantulum*, *Stichodinium prostimus*, *Wilsonidium modicum* и *Vallodinium?* sp. A. Диноцистовый комплекс отличается существенным уменьшением (до 30%) количества *Apectodinium*, в основании пачки наблюдается привнос групп *Areoligera* (до 30%) и *Lingulodinium* (25%), внутри пачки увеличивается количество группы *Spiniferites* (до 30%). В палинологическом комплексе, в свою очередь, при общем доминировании диноцист, несколько увеличивается количество акритарх. Всё это свидетельствует о трансгрессивной фазе в развитии бассейна.

Пятый интервал (образцы SMA 2-51-SMA 2-48) выявлен в пачке Кракелан свиты Суассоннэ (верхняя часть интервала CIE) и характеризуется последним акме *Apectodinium* (до 55%). В верхах пачки в последний раз наблюдается акме *Apectodinium*, исчезают или уже исчезли все новые виды ветзелиеллоидных из пачек SAOM и Соттвиль. В диноцистовом комплексе наблюдается дальнейшее увеличение количества *Spiniferites*, палинологический комплекс

характеризуется существенным (до 30%) привносом акритарх, что может отражать продолжение трансгрессивного этапа в конце события ПЕТМ в морском бассейне.

Шестой интервал (образцы SMA 2-46-SMA 2-21) выявлен в пачке Рыжеватых Песков (Sables Fauves) свиты Варанжвиль и характеризуется появлением внутри интервала видов (и их переходных форм) *Dracodinium astra* и *Dracodinium lobiscum*, что позволяет сопоставить его с интервалом западноевропейской зоны *Wetzeliella astra* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992) раннеипрского возраста. Диноцистовый комплекс характеризуется существенными флуктуациями в содержании открыто-морской группы *Spiniferites* (от 75% до 2%), при этом ее минимальные количества совпадают с увеличением концентраций перидиниоидных диноцист (ветзелиеллоидные, дефландроидные) и пиками в содержании прازیнофитов *Pterospermella*, что указывает на достаточно частое изменение условий осадконакопления, а именно изменение солености морской воды и количества питательных веществ.

Седьмой интервал (образцы SMA 2-19-SMA 2-7) выявлен в пачке Глин и Песков свиты Варанжвиль и характеризуется последовательным появлением стратиграфически важных видов *Axiodinium lunare*, *Sophismatia crassoramosa*, *Deflandrea phosphoritica*, *Stenodinium meckelfeldense*, *Sophismatia tenuivirgula*, *Heteraulacacysta everriculata*, *Axiodinium* aff. *prearticulatum*-group, *Epelidinium? translucidum*, что позволяет сопоставить эту часть пачки Глин и Песков с интервалом западноевропейской зоны *Wetzeliella meckelfeldensis* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992) раннеипрского возраста. В основании пачки Глин и Песков наблюдается акме (95%) *Pterospermella*, а в комплексе диноцист наблюдается увеличение количества перидиниоидных ветзелиеллоидных и дефландроидных, а также привнос группы *Areoligera*; выше по разрезу в комплексе диноцист (при общем доминировании диноцист среди палиноморф) количественно преобладают перидиниоидные диноцисты, а *Spiniferites* не превышают 40%. Такие характеристики комплекса свидетельствуют о привносе пресной воды и питательных веществ с суши, что может быть связано, в свою очередь, с очередным трансгрессивным этапом в развитии морского бассейна в раннем ипре.

6.3. Палинологические результаты из Парижского бассейна

Описания разрезов выполнены К Дюпюи (Политехнический институт, Монс, Бельгия) и Ф. Кеснель (BRGM, Орлеан, Франция).

6.3.1. Скважина Тердонн (Therdonne)

Исследовательская скважина Тердонн (BRGM) пробурена в 2008 г. на холме Бургийомон (Bourguillemont) и расположена приблизительно в 1080 м на юг-юго-восток от коммуны Тердонн, административный округ Бовэ (Beauvais), департамент Уаз (Oise).

Разрез скважины представлен снизу вверх:

39.2-35.0 м глубины: Свита Брашё (Bracheux) – глауконитовые пески.

35.0-21.6 м глубины: Свита Мортемер (Mortemer) – 35.0-29.2 м: пачка Бургийомон (Bourguillemont Mb) – 35.0-29.2 м: известковый глауконитовый песок цвета хаки-беж (Falun de Bourguillemont), с кусочками раковин; 29.2-23.2 м: песок глинисто-алевритистый, среднезернистый, рыжеватый, в кровле алеврит (Sables de Bourguillemont); 23.2-21.6 м: твердый известняк, переходящий в темно-серую глину (Calcaire de Therdonne).

21.6-18.1 м глубины: свита Вожирар, пачка Лимэ (Limay Mb, Vaugirard Fm) – светло-серая пластичная глина с лигнитом.

18.1-11.0 м глубины: Свита Суассоннэ, пачка Вобан (Soissonnais Fm, Vuaxbain Mb) – в нижней части чередование голубоватых пластичных глин и черных лигнитов, выше – чередование голубых глин и серых алевритов с ракушками.

11.0-8.0 м глубины: Свита Мон-Нотр-Дам (Mont-Notre-Dame): 11.0-9.3 м – Пачка Сансени (Sinceny Mb): темные пластичные глины, переходящие в очень тонкозернистый песок цвета охры; 9.3-8.0 м – пачка Песков Эзи (Sables d'Aizy Mb): тонкозернистый песок серого цвета.

Выше залегают Кюизские пески формации Кюизских Песков (Sables de Cuise Mb, Cuise Sand Fm) – тонкозернистые, глауконитовые, цвета хаки.

Согласно данным изотопных анализов (Christine Flehoc, BRGM), интервал изотопной аномалии углерода СIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -29.5 до -23‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен в разрезе скважины Тердонн в интервале свит Мортемер и Суассоннэ.

26 образцов изучены палинологически в разрезе Тердонн из отложений свит Мортемер, Суассоннэ и низов свиты Мон-Нотр-Дам (Рис. 6.16-6.18).

Комплекс диноцист из низов свиты Мортемер (Ракушняк Бургийомон) количественно обеднен, но здесь уже встречены виды *Apectodinium homomorphum*, *A. parvum*, *A. summissum*. Начиная с пачки Песков Бургийомона наблюдается экстремальное акме *Apectodinium* (90-95%) вплоть до основания пачки Сансени свиты Мон-Нотр-Дам (лагунные обстановки с большим привнесом питательных веществ и пониженной соленостью). Внутри пачки Вобан наблюдается появление видов *Vallodinium heilmannii* и *Stichodinium elegantulum*.

Внутри интервала низов свиты Мон-Нотр-Дам, условно отнесенных к пачке Сансени, отделенной от вышележащих горизонтов четким литологическим несогласием, наблюдается

последнее проявление экстремального акме *Apectodinium* (практически 100%) и небольшое присутствие вида *Biconidium longissimum* (5 экземпляров).

Пачка Песков Эзи характеризуется появлением видов *Axiodinium lunare*, *Deflandrea phosphoritica* и *Homotryblum tenuispinosum* и, соответственно, отнесена к интервалу западноевропейской зоны *Wetzeliella meckelfeldensis* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992) раннеипрского возраста. Диноцистовый комплекс отличается здесь резкой сменой доминантов: последовательным преобладанием группы *Lingulodinium* (35%), *Areoligera* (до 40%) группы *Spiniferites* (до 50%), что свидетельствует о проявлении более открытых морских обстановок в раннем ипре s.s.

6.3.2. Карьер Лион (Lihons)

Карьер Лион расположен приблизительно в 1 км на запад от коммуны Лион, департамент Сомм (Somme).

Разрез сложен снизу вверх следующим образом:

~29-24.5 м: кампанские мелы

~24.5-16.4 м: Свита Шалон-сюр-Вель (Châlons-sur-Vesles) – в основании гравийник с кремнистыми конкрециями; выше – песок среднезернистый, с желваками железа, в кровле – возможно, палеопочва, перекрывающаяся среднезернистым белым песком.

~16.4-10.7 м: Свита Брашё (Bracheux) – глауконитовый зеленоватый песок.

~10.7-6.0 м: Свита Сантерр (Santerre) – 10.7-9.2 м: пачка Лион (Lihons Mb), в основании – черная глина, песчаная, почти лигнит, выше – рыжеватый мергель; 9.2-6.0 м: пачка Ольнон (Holnon Mb), серая глина с прослоями песка с ракушками, зеленоватого алеврита, выше – в основном серые глины с прослоями песка.

6.0–3.0 м: «Конгломерат с галькой Пикардии» – конгломерат из зерен не более 5 см, слабо окисленных.

Согласно данным изотопных анализов (Christine Flehoc, BRGM), интервал изотопной аномалии углерода CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -31 до -24.5‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен внутри свиты Сантерр (кровле пачки Лион-пачке Ольнон).

18 образцов было изучено палинологически из разреза Лион из отложений свиты Сантерр (Рис. 6.19). Следует отметить, что большая часть образцов из нижней пачки Лион содержала в основном водоросли *Pediastrum*; в низах пачки Ольнон наблюдалось чередование доминирования *Pediastrum* и диноцист. Диноцистовый комплекс внутри свиты Сантерр отличается существенным преобладанием (до 95%) группы *Areoligera*, тогда как акме *Apectodinium* (50%) наблюдается лишь в одном единственном образце (3.8 м).

6.3.3. Разрез Ольнон (Holnon)

Разрез Ольнон расположен в заброшенном карьере приблизительно в 2100 м на запад-юго-запад от коммуны Ольнон, департамент Эн (Aisne).

Разрез сложен снизу вверх 8-метровой толщиной биотурбидированных глауконитовых песков пачки Атийи (Atilly Sand Mb), 3-метровой толщиной палеопочвы и выщелаченных песков пачки Ле Кесной (Le Quesnoy Mb) 3-метровой толщи пачки Ольнон (Holnon Mb), представленной чередованием глин, песков, гальки, прослоев лигнита.

Согласно данным изотопных анализов (Christine Flehoc, BRGM), интервал изотопной аномалии углерода CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -27 до -25‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен внутри свиты Сантерр (кровле пачки Лион-пачке Ольнон).

Из разреза Ольнон диноцисты были изучены из 6 образцов внутри пачки Ольнон (Рис. 6.20). Палинологические комплексы большинства образцов отличаются абсолютным доминированием диноцист, за исключением одного образца из прослоя грубозернистого песка, в котором отмечено абсолютное (90%) доминирование водорослей *Pediastrum*. Комплекс диноцист из пачки Ольнон, в свою очередь, отличается экстремальным акме *Apectodinium* (85-92%), здесь отмечены виды *Apectodinium homomorphum*, *A. parvum*, *A. quinquelatum*, *A. summissum*, *A. hyperacanthum*. Скорее всего, пачка Ольнон отвечает интервалу события ПЕТМ.

6.3.4. Утёс Клэруа (Clairoix)

Утёс Клэруа (бывший карьер) расположен приблизительно в 500 м на восток от центра городка Клэруа и в 435 м на юг от ретрансляционной станции Мон-Ганелон (Mont Ganelon).

Разрез сложен в основании ~70 см морских песков свиты Брашё, которые перекрываются мощной пачкой (10 м) Песков Клэруа континентального генезиса. Согласно изотопным данным (Christine Flehoc, BRGM), пачка Песков Клэруа соответствует интервалу CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -28.5 до -23.5‰), ассоциирующемуся с ПЕТМ.

В морской пачке свиты Брашё было изучено 6 палинологических образцов, 4 из которых оказались количественно представительными (Рис. 6.21). Палинологический комплекс в изученных образцах характеризуется абсолютным доминированием диноцист, акритархи составляют первые проценты от общего состава. Комплекс диноцист характеризуется доминированием группы *Spiniferites* (20-55%), *Palaeotetradinium minusculum* (до 35%), перидиниоидные диноцисты представлены группами дефландроидных (до 15%) и *Phthanoperidinium crenulatum* (до 20%). Комплекс диноцист таксономически разнообразен, среди стратиграфически важных видов здесь можно отметить *Alisocysta* sp. 2 Heilmann-Clausen,

Apectodinium homomorphum, *Apectodinium parvum*, *Deflandrea denticulata*, *Paleotetradinium minusculum*, *Cerodinium medcalfi*, *Deflandrea oebisfeldensis*. Общий состав комплекса позволяет отнести этот интервал к зоне *Apectodinium hyperacantum* западноевропейской компиляционной шкалы Powell (1992).

6.3.5. Скважина Монмак (Montmacq)

Геотехническая скважина Монмак расположена на берегу реки Уаз, в 980 м на север-северо-восток от Монмака.

Разрез скважины представлен в основании 9 м кампанских мелов, с несогласием перекрывающихся 7,5 м морских песков свиты Брашё. Морские пески Брашё, в свою очередь, с несогласием перекрываются пачкой Песков Клэруа континентального генезиса. Согласно изотопным данным (Christine Flehoc, BRGM), пачка Песков Клэруа в скважине Монмак соответствует интервалу CIE (ПЕТМ) ($\delta^{13}\text{C}$ от -29.5 до -25‰). Верхняя часть разреза (4 м) сложена аллювиальными отложениями четвертичного возраста.

Диноцисты были изучены из единственного образца в кровле пачки морских песков Брашё (Рис. 6.22). Комплекс диноцист отличается существенным доминированием (45%) группы *Spiniferites*, группа *Cordospshaeridium* и дефландроидные составляют чуть более 10% каждая. В отличие от близлежащего разреза Клэруа, в комплексе диноцист выявлены *Deflandrea denticulata* и *D. oebisfeldensis*, а представители рода *Apectodinium* не обнаружены. С учетом того, что в разрезе изучен лишь один образец из морских песков, возраст этого интервала свиты Брашё предположительно отнесен к интервалу западноевропейской зоны *Alisocysta margarita* компиляционной шкалы Powell (1992), ранний танет.

6.3.6. Скважина Лё Тийе (de Cires-Lès-Melos - Le Tillet)

Исследовательская скважина Лё Тийе, пробуренная в 1965 г., расположена на север от леса Мело, на пересечении проселочных дорог №10 и 12, приблизительно в 500 м на юго-восток от Тийе.

Палеогеновые отложения перекрывают кампанские мелы на глубине 184.4 м и представлены снизу вверх следующим образом:

184.4-169 м: Свита Шалон-сюр-Вель, пачка Песков Лё Тийе (Châlons-sur-Vesles Fm, Le Tillet Mb) – кварцевый тонкозернистый глауконитовый темно-серый песок с раковинами морских моллюсков;

169-165 м: Свита Брашё (Bracheux) – тонкозернистый кварцевый песок с черными частицами;

160-155 м: Свита Вожирар (Vaugirard) – сероватая плотная глина с растительными остатками;

155-148.7 м: Свита Суассоннэ – пачка Муиранкур (Muirancourt Mb; 155-152 м, черная пиритовая глина с лигнитом), пачка Вобан (Vauxbuin Mb; 152-148.7 м, черная глина с прослоями лигнита);

148.7-104.2 м: Свита Мон-Нотр-Дам (Mont-Notre-Dame) – пачка Сансени (Sinceny Mb; 148.7-141.2 м; серая глина с гастроподами); пачка Песков Лан (Laon Sand Mb; 141.2-137 м; кварцевый тонкозернистый глауконитовый песок); пачка Песков Эзи (Aizy Sand Mb; 137-104.2 м; т/з кварцевый зеленовато-серый песок);

104.2-94.5 м: Свита Кюизских Песков, пачка Пьерфон (Cuise Sand Fm, Pierrefond Mb) – среднезернистый кварцевый алевритистый песок;

94.5-93.7 м: Свита Глин Лан (Argile de Laon Fm) – алевритистые глины.

Выше ипрские отложения перекрываются лютетскими породами.

Согласно данным изотопных анализов (Christine Flehoc, BRGM), интервал изотопной аномалии углерода CIE, соответствующей событию ПЕТМ, выявлен внутри интервала разреза, охватывающего предположительно верхи свиты Мортемер (пачка Клэруа) и свиту Вожирар и однозначно интервал свиты Суассоннэ ($\delta^{13}\text{C}$ от -28 до -24‰; пачки Муиранкур и Вобан).

В рамках настоящего исследования 58 образцов были изучены палинологически (Рис. 6.23-6.25). Распределение стратиграфически важных таксонов позволило выделить в разрезе опорной скважины Лё Тийе 8 диноцистовых интервалов:

Первый интервал выявлен внутри отложений свит Шалон-сюр-Вель и Брашё и характеризуется таксономически разнообразным комплексом с присутствием стратиграфически важных видов *Alisocysta* sp.2 Heilmann-Clausen, *Apectodinium parvum*, *A. summissum*, *A. homomorphum*, *A. quinquelatum*, *A. paniculatum*, *Deflandrea oebisfeldensis*, *D. denticulata*, *Biconidinium longissimum*, что позволяет отнести нижнюю часть палеогенового разреза к интервалу позднеэтанетской западноевропейской зоны *Apectodinium hyperacanthum* (Powell, 1992). В комплексе диноцист доминируют представители группы *Spiniferites* (40%), группы *Areoligera*, *Cordosphaeridium*, *Operculodinium* составляют 5-10% каждая; среди перидиниоидных диноцист *Apectodinium* составляют не более 5%, дефландроидные – около 7%, а *Phthanoperidinium* достигает 16%. Такой состав комплекса отражает крупный позднеэтанетский трансгрессивный этап развития морского бассейна.

Палинологические образцы, изученные из интервала свит Мортемер и Вожирар, содержали единичные диноцисты рода *Apectodinium*.

Второй диноцистовый интервал выявлен в пачке Муиранкур свиты Суассоннэ (интервал ПЕТМ) и характеризуется экстремальным акме *Apectodinium* (98%). Третий интервал из пачки Вобан, соответствующей завершающему этапу события ПЕТМ, также отличается

экстремальным акме *Apectodinium* (80-90%) и небольшим увеличением (до 10%) групп *Lingulodinium* и *Areoligera*; здесь появляются виды *Axiodinium sparnacium*, *Axiodinium* sp. A, *Axiodinium* sp. B, *Axiodinium* sp. C, *Stichodinium sympagicum*, *Vallodinium picardicum*, *Vallodinium heilmannii*.

Четвертый диноцистовый интервал выявлен внутри нижней пачки Сансени свиты Мон-Нотр-Дам, после окончания события ПЕТМ, и отличается очень характерным комплексом, в котором *Apectodinium* варьирует в количествах от 15 до 57%, наблюдается акме (до 58%) вида *Biconidinium longissimum*, в группе *Lingulodinium* наблюдается всплеск 30%, а у Gonyaulacoid C - до 50%. В основании пачки Сансени появляются виды *Dracodinium? modestum*, *Stichodinium parisiense*, *Vallodinium* sp. A, *Axiodinium* sp. C. Этот интервал разреза отнесен к части инициального ипра.

Пятый диноцистовый комплекс, выявленный в интервале пачки Песков Лан, характеризуется появлением в основании пачки стратиграфически важных видов *Dracodinium astra* и *Dracodinium lobiscum*, что позволяет сопоставить эту часть разреза скважины с интервалом западноевропейской зоны *Wetzeliella astra* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992). Диноцистовый комплекс пачки Песков Лан отличается доминированием группы *Spiniferites* (до 40%), группы *Areoligera* и *Operculodinium* составляют по 10% каждая; перидиниоидные диноцисты (ветзелиеллоидные и *Phthanoperidinium*) в сумме составляют порядка 35%; всё это, вероятно, отражает морские внутринеритические обстановки осадконакопления.

Шестой диноцистовый интервал выявлен внутри пачки Песков Эзи и характеризуется последовательным появлением видов *Axiodinium lunare* (LT49), *Dracodinium simile* (LT46) и *Dracodinium varielongitudum* (LT30), что позволяет сопоставить интервал пачки Эзи с интервалом 3 последовательных западноевропейских ипрских диноцистовых зон: *Wetzeliella meckelfeldensis*, *Dracodinium simile* и *Dracodinium varielongitudum* (Powell, 1992). Диноцистовый комплекс пачки Эзи отличается доминированием гониаулакоидных групп (*Spiniferites* – 30-50%, *Operculodinium* – 15-20%, *Areoligera* – 5-15%), тем самым отражая очередную трансгрессивную фазу развития ипрского бассейна.

Седьмой диноцистовый интервал выявлен внутри пачки Пьеррфон свиты Кюизских Песков, однако лишь низы пачки обнаружили количественно представительные ассоциации диноцист, а бо́льшая часть пачки вообще не содержала фитопланктона. Здесь не обнаружено появлений стратиграфически важных таксонов (за исключением *Glaphyrocysta? vicina*), и возраст отложений этой части разреза – средний ипр. В количественном плане комплекс диноцист характеризуется существенным (60%) доминированием группы *Spiniferites*.

Наконец, в кровле ипрского разреза скважины (узкий интервал свиты Глин Лан) отмечено первое появление вида *Charlesdowniea coleothrypta*, что подразумевает отнесение этой части разреза к интервалу западноевропейской среднеипрской зоны *Charlesdowniea coleothrypta* (Powell, 1992). Диноцистовый комплекс из Глин Лан характеризуется существенным доминированием группы *Areoligera* (55%), тогда как группа *Spiniferites* составляет 25%, что может отражать начало очередного, среднеипрского, трансгрессивного цикла.

6.3.7. Карьер Ривкур (Petit Pâtis=Rivecourt)

Карьер Ривкур расположен в 1500 м на юг от коммуны Ривкур (департамент Уаз, Oise), вдоль реки Уаз между городами Компьень и Крей. Карьер сложен большей частью озерными отложениями Пачки Ривкурских Песков (Rivecourt Sand Mb) и является знаменитым местонахождением с многочисленными находками млекопитающих инициально-эоценового возраста (Smith et al., 2014). Ривкурские пески перекрывают с несогласием метровую морскую Пачку Песков Шалон-сюр-Вель (Châlons-sur-Vesles Sand Mb), которая вскрывается в основании карьера и представлена глауконитовым биотурбидированным кварцевым бескарбонатным песком зелено-серого цвета.

Из 6 образцов, изученных палинологически из морской пачки в основании разреза, лишь один образец (RIVE 2-0) оказался количественно представительным, остальные содержали лишь единичные диноцисты (Рис. 6.26). Комплекс фитопланктона из образца RIVE 2-0 характеризуется доминированием диноцист (87%), частым присутствием (11%) акритарх и редкими прازیнофитами. Диноцистовый комплекс отличается четким доминированием группы *Spiniferites* (~58%), *Operculodinium* spp. составляют 11%, а *Areoligera coronata* и *Phthanoperidinium crenulatum* – по 3% каждый. Стратиграфически важными видами здесь являются *Alisocysta margarita*, *Deflandrea oebisfeldensis*, *Phthanoperidinium crenulatum*, *Huyschosphæridium tubiferum*, *Melitasphaeridium pseudorecurvatum* и *Palaeocystodinium lidiae*. Такой таксономический состав комплекса свидетельствует, возможно, о раннетанетском возрасте отложений.

6.3.8. Скважина Поркерикур (Porquericourt)

Геотехническая скважина Поркерикур пробурена рядом с каналом Сенор (Seinord) в ~700 м на север-северо-восток от коммуны Поркерикур, департамент Уаз.

Снизу вверх скважина сложена пачками Ривкур (Rivecourt Mb) и Уаз (Oise Mb) палеоэоценового возраста (12 м), перекрывающимися отложениями пачки Муиранкур (Muirancourt Mb, 12-3.2 м), сложенной чередованием песка, глин, лигнитов и вблизи кровли - ракушняком. Верхи

палеогенового разреза скважины представлены метровой пачкой Вобан (Vauxbuin Mb), перекрывающейся 2 м четвертичных пород.

Согласно данным изотопных анализов (Christine Flehoc, BRGM), интервал изотопной аномалии углерода CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -28.5 до -25‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен внутри пачек Муиранкур и Вобан.

В скважине Поркерикур диноцисты изучались из пачки Вобан (2 образца, Рис. 6.27), нижний из которых (2.93-3.03 м) отличается экстремальным акме *Apectodinium* (100%) среди которых *A. homomorphum*, *A. parvum*, *A. summissum*, тогда как верхний (2.46 м) характеризуется единичными *Apectodinium* и существенным (55%) доминированием группы *Areoligera*, присутствием (~5%) группы *Lingulodinium* и вида *Diphyes colligerum*. Скорее всего, это связано с изменением обстановки осадконакопления: нормализацией солености и существенным сокращением поступления питательных веществ с суши, необходимых для перидиниоидных динофлагеллат, таких как *Apectodinium*.

6.3.9. Скважины Нуайон (Noyon)

Геотехнические скважины Нуайон 1 и 2 пробурены рядом с каналом Сенор, в ~1200 м на запад от центра Нуайона.

Сводный разрез представлен снизу вверх следующим образом:

Палеогеновые глауконитовые и биотурбидированные пески (~7 м мощности) свиты Шалон-сюр-Вель (Châlons-sur-Vesles) перекрывают на глубине 31 м меловые породы и, в свою очередь, перерываются ~8 м глауконитовых и биотурбидированных песков свиты Брашё. Выше залегает 2-метровая пачка Песков Ганн (Sables de Gannes Mb), представленная глауконитовыми биотурбидированными песками с кремневой галькой в основании. Эта пачка перекрывается 2.5 м песчаных мергелей с устрицами пачки Маркеглиз (Marqueglise Marnes Mb). Верхи разреза представлены полуметровым прослоем известняков свиты Мортемер и мощной (~7 м) толщиной озерных мергелей пачки Жермен (Germaine Marnes à Rognons Mb). Согласно данным изотопных анализов (Christine Flehoc, BRGM; Smith et al., 2011; Storme et al., 2012), интервал изотопной аномалии углерода CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -27 до -24.5‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен внутри прослоя свиты Мортемер и пачки Жермен.

25 образцов было изучено палинологически из скважин Нуайон 1 и 2 из морской палеоценовой части разреза (Рис. 6.28-6.29). Палинологические комплексы из отложений свит Шалон-сюр-Вель и Брашё отличаются абсолютным доминированием диноцист, акритархи составляют от 0 до 15% комплекса. В диноцистовом комплексе свиты Шалон-сюр-Вель выявлено присутствие стратиграфически важных видов *Alisocysta* sp. 2 Heilmann-Clausen, *Deflandrea denticulata*, а в

верхах пачки – единичного *Apectodinium quinquelatum*. Скорее всего, бóльшую часть интервала свиты в разрезе Нуайон можно сопоставить с интервалом западноевропейской зоны *Alisocysta margarita* (Powell, 1992) раннетанетского возраста, тогда как верхи свиты Шалон-сюр-Вель и свиту Брашё – с интервалом позднетанетской зоны (началом) *Apectodinium hyperacanthum* (Powell, 1992). Диноцистовые комплексы свит Шалон-сюр-Вель и Брашё в разрезе Нуайон характеризуются доминированием открыто-морской группы *Spiniferites* (70-20%), постоянным присутствием группы *Areoligera* (5-30%), перидиниоидные диноцисты (дефландроидные, *Phthanoperidinium crenulatum*) составляют от 10 до 40% от комплекса. Такие характеристики комплекса свидетельствуют о проявлении значительного трансгрессивного танетского этапа в истории развития морского бассейна. Диноцистовый комплекс из пачки Маркеглиз количественно обеднен, представлен в основном группой *Areoligera* и датируется верхним танетом.

6.3.10. Разрез Лан (Laon)

Разрез Лан расположен вдоль автотрассы D23 приблизительно в 7500 м на юг-юго-запад от города Лан (столица департамента Эн, Aisne).

Сводный разрез сложен снизу вверх пачкой Вобан (Vauxbuin Mb) – 2 м слоистых глин и алевроитов со следами корней растений. Основание перекрывающей ее пачки Сансени (Sinceny Mb) представлено речным слоистым песком с большим количеством древесных обломков и угля. Верхняя часть разреза последовательно представлена песками пачек Сансени (5 м, Sinceny Mb), Песков Лан (7 м, Laon Sand Mb) и Песков Эзи (8 м, Aizy Sand Mb).

Согласно данным изотопных анализов (Flehoc, Joachimski, уст. сообщ.), интервал изотопной аномалии углерода CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -26 до -24‰) выявлен внутри пачки Вобан.

В разрезе Лан палинологически было изучено 22 образца, из которых только в 9 были обнаружены представительные диноцистовые комплексы (Рис. 6.30-6.31). Первый диноцистовый комплекс выявлен из отложений пачки Вобан (интервал CIE) и отличается экстремальным акме *Apectodinium* (80-95%), здесь отмечены виды *Apectodinium folliculum*, *A. homomorphum*, *A. parvum*, *A. quinquelatum*, *A. paniculatum*, *A. summissum*, *Epelidinium brinkhuisii*. Второй диноцистовый комплекс выявлен из отложений пачки Сансени, он отличается чуть меньшим акме *Apectodinium* (70-80%) и акме вида *Biconidinium longissimum* (до 20%). Здесь появляются виды *Vallodinium heilmannii* и *Stichodinium sympagicum*. С учетом того, что в пачке Сансени отсутствует стратиграфически важный вид *Dracodinium astra*, и накопление этой пачки произошло после окончания события ПЕТМ и ассоциирующегося с ним CIE, возраст этой части разреза – инициальный ипр (между 55.6-50 млн. лет).

6.3.11. Скважина Сансени (Sinceny)

Исследовательская скважина Сансени (BRGM) пробурена в 2008 г. и расположена четко на север от фермы От-Борн (Haute Vorne), напротив кладбища, в ~800 м на восток-северо-восток от мэрии Сансени.

Разрез скважины сложен снизу вверх следующим образом:

32~28.5 м глубины: Пески Криэля (Sables de Criel) – известковый песок, тонкозернистый, серый до зеленого;

~28.5-21.6 м глубины: Свита Мортемер - ~28.5-27.2 м: пачка Маркеглиз Марл (Marqueglise Marl Mb): известковый, тонко/среднезернистый песок, немного алевритистый, от серого до зеленого; 27.2-21.7 м глубины: пачка Жермэн Марн а Ронён (Germaine Marne à Rognon Mb): в основании светлобежевый известняк, переходящий в пластичную глину охристую до серой, а потом в тонкозернистый серовато-голубой песок; выше – песчаный мергель, сменяющийся белым известняком, смешанным с пластичной глиной и вновь серым песком; в верхней части – прослой пластичной глины, а затем пачка тонко/среднезернистого глинистого песка серовато-голубого, переходящего к кровле в песчанистую глину.

21.7-15.4 м глубины: Свита Вожирар – 21.7-18.0 м – пачка Лимэ (Limaу Mb): пластичная глина, слабо алевритистая, пестроцветная с охристыми пятнами; 18.0-15.4 м – пачка Прованс (Provins Mb): темно-серая пластичная глина, переходящая в черную и рыжеватую.

15.4-8.1 м глубины: Свита Суассоннэ – 15.4-13.0 м: пачка Муиранкур (Muirancourt Mb) – чередование черных лигнитов и пластичных глин серо-черных с небольшим количеством ракушек; 13.0-8.1 м: пачка Вобан (Vauxbuin) – серо-голубая пластичная глина, спростоями светло-серого алеврита с ракушками.

8.1-1.2 м глубины: Свита Мон-Нотр-Дам (Mont-Notre-Dame) – 8.1-4.5 м – пачка Сансени (Sinceny): ракушечный песок (раковины устриц, гастропод, зубы акул), в нижней части – прослой пластичной темно-серой глины; 4.5-1.2 м: пачка Кюизских Песков (Sables de Cuise) – тонко/среднезернистые пески охристые, рыжие, песчано-алевритистые.

Палеогеновые отложения перекрываются 1 м четвертичных суглинков.

Согласно данным изотопных анализов (Paola Iacumin, Parma University; Christine Flehoc, BRGM), интервал изотопной аномалии углерода CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -28 до -25‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен внутри свит Мортемер, Вожирар и Суассоннэ.

46 образцов были изучено палинологически из эоценовых отложений скважины Сансени (Рис. 6.32-6.34). Следует отметить, что образцы, изученные из отложений свит Мортемер и Вожирар выявили количественно обедненные комплексы диноцист, среди которых можно отметить

представителей рода *Apectodinium* (наибольшее количество), *Biconidinium longissimum*, *Lingulodinium machaerophorum*. Возможно предположить, что эта часть разреза с редкими диноцистами уже могла бы соответствовать интервалу акме *Apectodinium*.

Диноцистовый комплекс свиты Суассоннэ в морских прослоях, прерываемых прослоями лигнитов, характеризуется экстремальным акме *Apectodinium* (85-98%). При этом интервалы пластичных глин характеризуются доминированием диноцист, но с достаточно существенным (до 40%) содержанием водорослей *Pediastrum*, что, совместно с акме *Apectodinium*, свидетельствует о прибрежных опресненных (вплоть до пресных в момент накопления лигнитов) обстановках осадконакопления.

В основании свиты Мон-Нотр-Дам (пачки Сансени) наблюдается прослой ракушнякового песка, в котором выявлен палинологический комплекс, представленный исключительно водорослями *Pediastrum*, что предполагает краткое прекращение морского осадконакопления в этой части бассейна сразу после окончания события ПЕТМ. Сама пачка Сансени характеризуется абсолютным доминированием диноцист, среди которых преобладают группы *Apectodinium* (до 80%), *Lingulodinium* (до 50%) и наблюдается акме (40%) вида *Biconidinium longissimum* (очень прибрежные обстановки с пониженной соленостью). В интервале пачки Сансени наблюдается появление видов *Stichodinium sympagicum*, *Valldinium picardicum*, *Axiodinium sparnacium*, *Valldinium heilmannii*, *Wilsonidium modicum*, *Stichodinium parisiense*, *Axiodinium* sp. С. Отсутствие вида *Dracodinium astra* предполагает отнесение этого интервала разреза скважины к части инициального ипра (до 50 млн. лет назад).

Диноцистовый комплекс из основания пачки Песков Эзи выявил появление стратиграфически важных *Sophismatia tenuivirgula*, *Axiodinium lunare*, *Stenodinium meckelfeldense*, что позволяет сопоставить низы пачки с интервалом западноевропейской зоны *Wetzelia meckelfeldensis* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992) раннеипрского возраста. Выше по разрезу появляется вид *Dracodinium simile*, и эта часть пачки Песков Эзи отнесена к интервалу западноевропейской зоны *Dracodinium simile* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992) также раннеипрского возраста. На этом уровне в комплексе диноцист доминирует группа *Spiniferites* (35%), что свидетельствует о более открыто-морских условиях и проявлении трансгрессивного этапа в развитии бассейна.

6.3.12. Разрез Суассон (Grand Séminaire de Soissons)

Исторический разрез А. де Лаппарана (A. de Lapparent) находится в саду Института Сан-Поля (Saint Paul), в центре коммуны Суассон (рядом с бывшими казармами Аббатства Сен Жан де Винь), Департамент Эна, Пикардия.

Нижняя часть разреза сложена палеоценовой 3-метровой толщей песков пачки Ривкур (Rivecourt Sand Mb), перекрывающейся пачкой Муиранкур (Muirancourt Mb), 3.5 м мощности и сложенной глинами, лигнитами, песками, а в верхней своей части - ракушняком, состоящим из раковин пресноводных моллюсков. Верхняя часть разреза представлена пачкой Вобан (Vauxbuin Mb) – ракушняком с устрицами и гастроподами.

В разрезе Суассон было изучено 14 палинологических образцов из верхней части пачки Муиранкур и пачки Вобан, при этом все образцы из пачки Муиранкур не содержали палиноморф (Рис. 6.35). Диноцистовый комплекс из пачки Вобан количественно представительный, здесь выявлены стратиграфически важные таксоны *Apectodinium quinquelatum*, *A. parvum*, *Axiodinium sparnacium*, *Axiodinium* sp. В, *Stichodinium* sp. С количественной точки зрения комплекс отличается доминированием групп *Apectodinium* (25-50%), *Lingulodinium* (25-40%), *Areoligera* (10-25%). Изученный интервал пачки Вобан можно сопоставить с интервалом ПЕТМ, выявленным в пачке Вобан по изотопным данным в других изученных автором разрезах.

6.3.13. Разрез Бримон (Brimont)

Разрез Бримон расположен приблизительно в 975 м на юго-запад от коммуны Бримон, департамент Марн (Marne).

Палеогеновые отложения перекрывают меловые породы и сложены снизу вверх пачкой песчаных туфов с глауконитом Мон-Компансе (Tuffeau Mont-Compensé Mb) (0-3.5 м); пачкой мергелей Рийи Жермэн (Rilly Germaine Marne Mb) (3.5-5.0 м) и пачкой Песков Кесной (Le Quesnoy Sand Mb) (5.0-7.0 м).

В разрезе Бримон 7 образцов были изучены палинологически из отложений пачки туфов Мон-Компансе, лишь три из которых оказались количественно представительными (Рис. 6.36). Комплекс диноцист характеризуется присутствием видов *Alisocysta* sp.2 Heilmann-Clausen, *Deflandrea oebisfeldensis*, а в верхнем образце (В6, середина туфовой пачки) обнаружен единичный *Apectodinium*. Скорее всего, изученный интервал нижней половины паки туфов Мон-Компансе может быть сопоставлен с интервалом западноевропейской диноцистовой зоны *Apectodinium hyperacanthum* (Powell, 1992) позднеэоценового возраста. С количественной точки зрения диноцистовый комплекс отличается существенным доминированием группы *Areoligera*, сменяющимся таким же значительным доминированием группы *Spiniferites*, что указывает на крупный трансгрессивный этап в истории бассейна в позднем эоценое.

6.3.14. Скважина Кюиз-ла-Мотт (Cuise-la-Motte)

Исследовательская скважина Кюиз-ла-Мотт, пробуренная в 1968 г., находится рядом с бывшим песчаным карьером, в котором в своё время был установлен стратотип кюизского яруса, приблизительно в 800 м на запад-юго-запад от коммуны Кюиз-ла-Мотт, Уаз.

Скважина Кюиз-ла-Мотт вскрыла мощную толщу палеогеновых отложений, бурение было остановлено на глубине 146.5 м. Снизу вверх разрез сложен следующим образом:

146.5-122.5 м глубины: Свита Шалон-сюр-Вель (Châlons-sur-Vesles), пачка Лё Тийе (Le Tillet Sand Mb) – тонко/среднезернистые пески светло-серого цвета с небольшими зернами глауконита, иногда с раковинами моллюсков.

122.5-97 м глубины: Свита Мортемер - пески пачки Песков Ривкур (Rivecourt Sand Mb), с большим количеством раковин пресноводных моллюсков, растительными остатками, пиритом; пески пачки Кесной (Le Quesnoy Sand Mb), мергели пачки Клэруа.

97-86.5 м: Свита Суассоннэ: тонкозернистый песок с глауконитом, глинистый, в кровле – серая глина с очень редкими раковинами.

86.5-85.5 м: Свита Мон-Нотр-Дам, пачка Сансени – серая пластичная глина с обломками раковин.

85.5-83 м: глауконитовые пески пачки Лан (Laon Sand Mb).

83-41 м: Пачка Песков Эзи (Aizy Sand Mb) – глинистый песок, серый, слабо глауконитовый.

41-23.5 м: Свита Кюизских Песков (Cuisse Sand Fm), пески пачки Пьеррфон (Pierrefond Mb).

23.5-17.5 м: серая пластичная глина свиты Лан (Laon Fm).

Выше залегают лютетские известняки.

Из морских интервалов скважины Кюиз-ла-Мотт палинологически изучено 16 образцов (Рис. 6.37-6.39), чьи палинологические ассоциации отличаются существенным доминированием диноцист, а акритархи составляют на разных уровнях от 0 до 40%. Распределение стратиграфически важных видов диноцист позволило выделить в разрезе 4 диноцистовых интервала.

Первый интервал выявлен в пачке Песков Лё Тийе свиты Шалон-сюр-Вель (146-136 м, образцы CuLM16-12) и характеризуется присутствием с основания разреза видов *Alisocysta* sp.2 Heilmann-Clausen, *Deflandrea denticulata*, *D. oebisfeldensis*, *Biconidinium longissimum*, что позволяет сопоставить эту часть свиты с интервалом западноевропейской зоны *Alisocysta margarita* (Powell, 1992) раннетанетского возраста. Внутри интервала исчезают виды *Alisocysta margarita*, *Cladopyxidium saeptum*, *Conneximura fimbriata*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides*. Комплекс диноцист в нижней части разреза скважины характеризуется существенным доминированием группы *Spiniferites*, перидиниоидные таксоны (дефландроидные) не

превышают 10% от комплекса, что отражает трансгрессивный раннетанетский этап в развитии Парижского бассейна.

Единственный образец (CuLM11), изученный из песков Ривкур свиты Мортемер, оказался количественно обедненным, однако здесь отмечается первое появление в разрезе *Apectodinium* spp., что указывает на позднеданетский возраст этой части свиты Мортемер, соответствующей интервалу западноевропейской зоны *Apectodinium hyperacanthum* (Powell, 1992).

Третий диноцистовый интервал выявлен внутри пачки Вобан свиты Суассоннэ и характеризуется экстремальным акме *Apectodinium*; группа *Lingulodinium* достигает здесь 15%. Здесь встречены виды *A. homomorphum*, *A. quinquelatum*, *A. summissum*, *A. paniculatum*, *A. parvum*, *Axiodinium spanacium*. Несмотря на то, что изотопные анализы не были проведены для разреза скважины Кюиз-ла-Мотт, скорее всего, интервал пачки Вобан соответствует событию ПЕТМ.

Четвертый диноцистовый интервал выявлен из образца CuLM7 пачки Сансени свиты Мон-Нотр-Дам и отличается очень характерным диноцистовым комплексом, в котором по-прежнему доминирует *Apectodinium* (до 55%), однако наблюдается акме вида *Biconidinium longissimum* (20%).

Диноцистовый комплекс из нижней части пачки Песков Эзи отличается присутствием стратиграфически важных видов диноцист *Axiodinium lunare*, *Axiodinium* aff. *prearticulatum* и *Homotryblum tenuispinosum*, что позволяет отнести эту часть разреза к западноевропейской зоне *Wetzeliella meckelfeldensis* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992). В комплексе здесь наблюдается доминирование открыто-морской группы *Spiniferites* (до 40%), группа *Operculodinium* достигает более 25%, выше по разрезу наблюдается доминирование группы *Areoligera*, перидиниоидные диноцисты встречаются только единично. Такие соотношения эко-групп, а также большая мощность отложений указывают на крупный раннеипрский трансгрессивный этап развития бассейна и существование нормально-морских обстановок.

В верхней изученной части разреза (пачка Глин Лан) отмечается присутствие вида *Charlesdownia coleothrypta*, что позволяет отнести эту часть разреза к западноевропейской зоне *Charlesdownia coleothrypta* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992) среднего ипра.

6.3.15. Скважина Три (Dormans-Try)

Исследовательская скважина BRGM Три пробурена в 2008 г. вдоль дороги к виноградникам Нурэ, рядом с лесом, где находятся заброшенные карьеры, в которых в XIX веке были сделаны находки млекопитающих; в ~260 м на восток от хутора Три.

Палеогеновые морские пески свиты Шалон-сюр-Вель мощностью 12 м перекрывают на глубине 35 м меловые породы и перекрываются отложениями свиты Мортемер,

представляющими собой палеопочву (~3.5 м), пачку песков Рийи (Rilly Sand Mb, 8.5 м), еще одну палеопочву (~5 м), пачку мергелей с конкрециями Жермен (Germaine Marnes à Rognon Mb) и пачку известковых речных мергелей Дорманс (Dormans Marne Mb). Выше по разрезу залегает 3-метровая толща пачки Вобан свиты Суассоннэ с глиной, слоистыми песками с ракушками и лигнитами. Верхняя часть палеогенового разреза скважины сложена кюизскими песками (4.5 м).

Согласно данным изотопных анализов (Paola Iacumin, Parma University; Christine Flehoc, BRGM), интервал изотопной аномалии углерода CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -28.5 до -25‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен внутри пачки мергелей Жермен свиты Мортмер и большей части пачки Вобан свиты Суассоннэ.

В разрезе скважины Три 34 образца были изучены палинологически, однако, далеко не все выявили представительные диноцистовые комплексы (Рис. 6.40-6.42). В нижней части разреза (основание свиты Шалон-сюр-Вель) изучено два образца, из которых только один оказался количественно представительным, его диноцистовый комплекс характеризуется присутствием видов *Apectodinium parvum*, *A. summissum*, *A. homomorphum*, *Biconidinium longissimum*, что позволяет отнести этот интервал к западноевропейской зоне *Apectodinium hyperecanthum* (Powell, 1992) позднего танета. Комплекс диноцист здесь характеризуется доминированием групп *Spiniferites* (35%) и *Areoligera* (32%), что отражает крупную позднетанетскую трансгрессию.

Комплекс диноцист из пачки Жермен свиты Мортмер, отвечающей нижней части события ПЕТМ, отличается экстремальным акме *Apectodinium* (95-70%). В свою очередь, комплекс, отвечающий терминальной части ПЕТМ (пачка Вобан свиты Суассоннэ), характеризуется появлением вида *Epelidinium brinkhuisii*, а также существенными флуктуациями в содержании *Apectodinium* (от 10 до 95%) и *Gonyaulacoid B* (от 0 до 80%), в комплексе также постоянно представлены группы *Lingulodinium*, *Areoligera* и вид *Diphyes colligerum*.

6.3.16. Скважина Вентёй (Venteuil)

Скважина Вентёй отобрана и описана Клодом Кавелье (коллекция BRGM), пробурена в ~500 м на восток от Вентёя, четко на север от дороги вдоль виноградников.

Палеогеновые отложения перекрывают на глубине 129.5 м верхнемеловые белые известняки и представлены снизу вверх пачкой Песков Рийи (Rilly Sand Mb; 129.5-126.5 м; в основании лигнит с обломками раковин, выше – черно-серые глины с лигнитом); пачкой Мергелей Жермен (Germaine Marne à Rognon Mb; 126.5-118 м; светло-серые мергели); пачкой известняков Мортмер (118-114 м; серые глины и мергели, переходящие в известняки); пачкой мергелей Дорманс (Dormans Marl Mb; 114-108.5 м; плотные белые известняки и мергели); пачкой Муиранкур (Muirancourt Mb; 108.5-105 м; серые глины, черный лигнит, глинистый известняк);

пачкой Вобан (Vauxbuin Mb; 105-104 м; серые глины и пески с большим количеством моллюсков *Bivalvia*); пачкой Вентёй (Venteuil Mb; 104-98.5 м; серые слоистые глины с прослоями песка, с раковинами моллюсков, лигнитовыми остатками); неясной пачкой в интервале 98.5-97.5 м с серыми глинами и мергелями; предположительно пачкой Эпернэ (Epernay? Mb; 97.5-93 м; темно-серые до черных глины с мелкими раковинами гастропод, двустворок, с песчаными прослоями).

В рамках настоящего исследования 21 образец был изучен палинологически (Рис. 6.43-6.45). За исключением отдельного прослоя в пачке Вентёй, где был выявлен большой привнос водорослей *Pediastrum* (50%), все изученные образцы характеризуются абсолютным доминированием диноцист.

Внутри пачки Рийи выявлен количественно обедненный комплекс диноцист, характеризующийся, однако, доминированием *Apectodinium* (60%; *A. homomorphum*, *A. parvum*, *A. quinquelatum*, *A. summissum*). В пачках Мергелей Жермен, Известняков Мортмер и Мергелей Дорманс диноцисты не изучались ввиду озерного генезиса отложений или наличия палеопочв.

Образец в основании пачки Муиранкур отличается доминированием *Apectodinium* (60%), а также существенным (30%) присутствием группы *Lingulodinium*.

Комплекс диноцист из пачки Вобан характеризуется еще более существенным доминированием *Apectodinium* (80%), появлением видов *Axiodinium sparnacium*, *Stichodinium parisiense*, *Vallodinium picardicum*, *Apectodinium hyperacanthum*, *Stichodinium sympagicum*, *Turbiosphaera galatea*, что характерно для пачки Вобан и в других разрезах, где, согласно изотопным данным, ее интервал соответствует части ПЕТМ.

Комплекс диноцист из пачки Вентёй характеризуется появлением стратиграфически важного вида *Dracodinium astra*, что позволяет отнести эту часть разреза к интервалу западноевропейской зоны *Wetzelia astra* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992). С количественной точки зрения этот интервал по-прежнему характеризуется экстремальным доминированием *Apectodinium* (90%) и заметным присутствием групп *Lingulodinium* (10%), *Areoligera* (25%), *Gonyaulacoid B* (30%) и *Diphyes* (25%).

Наконец, диноцистовый комплекс внутри пачки, условно отнесенной к свите Эпернэ, характеризуется появлением стратиграфически важных *Sophismatia tenuivirgula*, *Axiodinium lunare*, что указывает на возможность сопоставления этого интервала разреза с западноевропейской зоной *Wetzelia meckelfeldensis* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992). Комплекс диноцист в этой части разреза всё еще характеризуется экстремальным доминированием *Apectodinium* (95-80%).

На настоящий момент вопрос причин проявления экстремального акме *Apectodinium* в пачках Вентёй и Эпернэ остается нерешенным. Согласно публикациям французских специалистов

(Aubry et al., 2005), накопление раннеипрской свиты Эпернэ происходило в периферических частях Парижского бассейна. Соответственно, нельзя полностью исключать вероятность перемешивания пород интервала ПЕТМ, характеризовавшегося экстремальным акме *Apectodinium*, с более молодыми отложениями в течение раннеипрской трансгрессии.

6.4. Палинологические результаты из переходной зоны между Дьеппским, Парижским и Бельгийским Бассейнами

Описания разрезов выполнены Кристианом Дюпюи (Christian Dupuis, Бельгия) и Флоранс Кеснель (Florence Quesnel, Франция).

6.4.1. Разрез Визерн (Wizernes)

Разрез Визерн (бывший песчаный карьер) находится приблизительно в 1500 м на юго-восток от коммуны Визерн, департамент Па-де-Кале (Pas-de-Calais).

Палеогеновые породы перекрывают толщу меловых отложений и сложены снизу вверх (1) пачкой Визернских «Туфов» (Wizernes “Tuffeau” Mb) мощностью 11 м, представленной чередованием глинистого песка и глины, переходящих выше в глинистый биотурбидированный песок; (2) пачкой Лувильских Глин (Louvil Clay Mb), мощностью 4.5 м, к кровле становящихся песчанистыми; (3) пачкой туфов Сент-Омер (Saint-Omer “Tuffeau” Mb), около 7 м мощности, представленной тонкозернистым глинистым песком с прослоями ракушняка.

В рамках настоящей работы 8 образцов были изучены палинологически (Рис. 6.46-6.47). За исключением образца из основания пачки Визернских «Туфов», все остальные образцы выявили количественно представительные диноцистовые ассоциации с участием видов *Alisocysta* sp.2 Neilmann-Clausen, *Deflandrea denticulata*, *D. oebisfeldensis* (дефландроидные составляют до 25%), а также количественно преобладающей (60-65%) *Areoligera coronata*. В свою очередь, комплекс диноцист из пачки Лувильских глин отличается сменой доминанта: здесь наблюдается абсолютное доминирование (до 80%) группы *Spiniferites*. Исходя из того, что в разрезе Визерн внутри изученной нижней части пачки Лувильских глин не были встречены единичные представители рода *Apectodinium*, верхняя часть Визернских «Туфов» и нижняя часть Лувильских глин могут быть сопоставлены с интервалом западноевропейской зоны *Alisocysta margarita* (Powell, 1992).

6.4.2. Разрез Флин-ле-Раш (Flines-les-Raches)

Разрез Флин-ле-Раш (бывший песчаный карьер) находится приблизительно в 1800 м на северо-запад от коммуны Флин-ле-Раш, Северный (Nord) департамент.

Основание разреза сложено метровой пачкой Лувильских Глин, которые перекрываются мощной (20 м) пачкой Песков Гранглиз (Grandglise Sand Mb) (пески глауконитовые, биотурбидированные). Выше по разрезу залегает 3-метровая пачка биотурбидированных песков Острикур (Ostricourt Sand Mb), перекрывающаяся песками пачки Флин-ле-Раш (Flines-les-Raches Sand Mb). Верхи палеогеновых отложений заканчиваются 2-метровой пачкой Глин Орши (Orchies Clay Mb) с редкими песчаными прослоями.

Согласно данным изотопных анализов (M. Joachimski, Ch. Flehoc; L. Godfrey), интервал изотопной аномалии углерода CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -31 до -25‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен внутри пачки Флин-ле-Раш.

В рамках настоящего палинологического исследования было изучено 34 образца (Рис. 6.48-6.50), однако около половины из них (пачки Лувильских глин, верхи пачки Гранглиз, песков Острикур и песков Флин-ле-Раш) не содержало диноцист. В пачке Гранглиз выявлены количественно представительные ассоциации диноцист со стратиграфически важными видами *Alisocysta margarita*, *Alisocysta* sp. 2 Heilmann-Clausen, *Deflandrea oebisfeldensis*, *Cerodinium speciosum glabrum*, *Deflandrea denticulata*. Отсутствие представителей рода *Apectodinium* внутри этой пачки позволяет предположительно отнести ее к интервалу западноевропейской зоны *Alisocysta margarita* (Powell, 1992). Палинологический комплекс нижней половины этого интервала характеризуется доминированием диноцист (75-85%), а верхней половины – приблизительно равными количествами диноцист и акритарх. Комплекс диноцист нижней части пачки отличается доминированием группы *Spiniferites*, группа *Areoligera* варьирует от 15 до 25%, дефландроидные не превышают 12%. В верхней части пачки наблюдается временный пик в дефландроидных (35%) и исчезновение *Spiniferites*, однако выше количество дефландроидных вновь сокращается, а *Spiniferites* опять достигают 65%. Преобладание групп *Spiniferites* и *Areoligera* свидетельствует о проявлении трансгрессии в течение танета.

Единственный палинологический образец, изученный из пачки Флин-ле-Раш, соответствующей интервалу события ПЕТМ, выявил комплекс диноцист, на 98% состоящий из видов рода *Apectodinium* (экстремальное акме): *A. homomorphum*, *A. summissum*, *A. parvum*.

Наконец, комплекс диноцист из пачки Орши характеризуется присутствием стратиграфически важных *Axiodinium lunare*, *Sophismatia tenuivirgula*, *Glaphyrocysta exuberans*, *Dracodinium astra/lobiscum*, что позволяет сопоставить этот интервал с западноевропейской зоной *Wetzeliella meckelfeldensis* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992). Комплекс диноцист внутри пачки Орши характеризуется доминированием открыто-морской группы *Spiniferites* (60%),

остальные гониаулакоидные группы не превышают 5-10%, среди перидиниоидных преобладают дефландроидные (5-15%); такие характеристики комплекса указывают на нормально-морские условия в течение раннеипрского трансгрессивного этапа.

6.4.3. Скважина Вертэн (Vertain)

Исследовательская скважина Вертэн (BRGM) пробурена на проселочной дороге Трусс Мину (Trousse Minou), рядом с бывшим песчаным карьером, в ~650 м на восток от Вертэна, Северный департамент Франции.

Снизу вверх разрез скважины сложен метровой (12.0-13.0 м глубины) пачкой Верван (Vervins Mb), состоящей из кремневых обломков; 12.0-7.5 м – пачкой ракушняка Вертен (Vertain Mb) в основании с известняками, затем с чередованием серых песчаных мергелей, серо-коричневой пластичной глины, грубозернистого песка; 7.5-4.5 м – пачкой Валенсьенских туфов (Valenciennes Tuffeau Mb) с алевритистыми и глинистыми мергелями светло-серого цвета; 4.5-3.0 м – пачкой Песков Кесной (le Quesnoy Sand Mb) с выветрелыми песками; 3.0-0.5 м – пачкой Алевритов Авенуа (Avenois Silt Mb) – со среднезернистыми выветрелыми песками и серой пластичной глиной.

13 образцов было изучено из разреза скважины Вертен (Рис. 6.51-6.53), однако далеко не все из них оказались количественно представительными, а образцы из верхней пачки разреза (Алевриты Авенуа) вообще не содержали диноцист. Срединная пачка разреза (эквивалент Туфов Валенсьенн) содержала очень большое количество переотложенных (меловых) диноцист, а также водорослей *Pediastrum*. Диноцистовый комплекс из нижней пачки Вертэн характеризуется присутствием видов *Alisocysta* sp.2, *Deflandrea oebisfeldensis* и единичным *Apectodinium* sp. Скорее всего, этот интервал разреза можно отнести к началу интервала западноевропейской зоны *Apectodinium hyperacanthum* (Powell, 1992). Возможно, что единичное присутствие *Apectodinium* можно объяснить особенностями комплекса, в котором доминируют гониаулакоидные группы *Spiniferites* (до 50%), *Cordosphaeridium* (до 35%) и *Areoligera* (до 23%). В свою очередь, комплекс диноцист из пачки Валенсьенских туфов содержит очень немногочисленные виды, *Apectodinium* здесь не встречен.

6.4.4. Скважина Авенуа-007 (Avenois-007)

Скважина Авенуа-007 (BRGM) пробурена в лесу Мормаль, коммуна Локинёль, ~2300 м на восток от коммуны Эк (Несq), Северный департамент Франции.

Разрез скаважины представлен снизу вверх следующим образом:

23.0-21.0 м: коньякские голубые мергели (до 21.5 м глубины), переходящие в мелы с галькой; 21.0-18.7 м: Свита Энн-Валенсьеннуа (Hainaut-Valenciennois Fm), пачка Верван (Vervins Mb). В низах представлена темно-серым, пиритизированным песком с многочисленной кремневой галькой и тонкими прослоями черной глины, выше по разрезу – синей пластичной глиной с окатанным кремневым гравием; 18.7-12.7 м: Свита Самбр (Sambre Fm) - 18.7-18.0 м: пачка Мормаль (Mormal Mb), серый песок, темно-серая пластичная глина с небольшим количеством гравия; 18.0-16.2 м: пачка Лё Кесной (Le Quesnoy Sand Mb) – средне/тонкозернистый песок, бескарбонатный, светло-серый; 16.2-12.7 м: пачка Локинэль (Locquignol Mb) – внизу представлена черной пластичной бескарбонатной глиной, выше – алевритистым тонкозернистым песком; 12.7-0 м: Свита Фландр (Flandres Clay Fm), пачка Авенуа (Avenois Mb)

Согласно данным изотопных анализов (Christine Flehoc, BRGM), интервал изотопной аномалии углерода CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -31.5 до -25‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен внутри пачки Локинэль свиты Самбр.

22 образца были изучены палинологически в скважине AVE-007, однако бóльшая часть образцов не содержала диноцист (Рис. 6.54-6.55). В двух образцах из пачки Верван свиты Энн-Валенсьеннуа обнаружен количественно обедненный комплекс диноцист, в котором выявлен единичный *Apectodinium homomorphum*, что позволяет сопоставить эту часть разреза с интервалом западноевропейской зоны *Apectodinium hyperacanthum* (Powell, 1992). Комплекс диноцист характеризуется доминированием группы *Spiniferites* (40%), перединиоидные *Phthanoperidinium* составляют до 20%, что отражает позднеэоценовую трансгрессию.

В единственном образце, выявившем диноцисты в основании пачки Авенуа (свита Фландрских Глин), обнаружен стратиграфически важный вид раннего эоцена *Eatonicysta furensis*, остальные таксоны имеют широкий стратиграфический интервал распространения.

6.4.5. Скважина Авенуа-031 (Avenois-031)

Исследовательская скважина Авенуа-031 (BRGM) пробурена в коммуне Висли (Viesly), рядом с центром деревни.

Палеогеновые отложения скважины перекрывают на глубине 15.5 м коньякские мелы и представлены снизу вверх отложениями свиты Энн-Валенсьеннуа (Hainaut-Valenciennois Fm), состоящей из 3 пачек: Глины Лувиль (Louvil Clay Mb) – глауконитовых глин, 2.5 м мощности); Висли (Viesly Crag Mb) – глауконитовых глинистых песков с галькой в основании, 2.5 м мощности; Валенсьенн (Valenciennes Mb) – чередование глинистых и песчаных слоев. Выше по разрезу залегают отложения пачки Локинэль (Locquignol Mb) свиты Самбр (Sambre Fm),

которые, в свою очередь, перекрываются ипрскими породами свиты Фландр (Flandres Fm, Avenois Mb).

10 образцов были изучены палинологически в скважине AVE-031 из нижней части разреза – свиты Энно-Валенсьенуа (Рис. 6.56-6.57). Количественно репрезентативные образцы из верхней части пачки Глин Лувиль и пачки Висли выявили присутствие видов *Alisocysta* sp.2 Heilmann-Clausen, *Apectodinium paniculatum* и *Apectodinium quinquelatum*, что позволяет сопоставить эту часть разреза с интервалом западноевропейской зоны *Apectodinium hyperacanthum* (Powell, 1992). Комплексы диноцист отличаются здесь чередованием доминирования групп *Areoligera* (0-80%) и *Spiniferites* (5-75%), что отражает позднеэоценовый трансгрессивный этап развития бассейна.

6.4.6. Разрез Буари-Нотр-Дам (Boiry-Notre-Dame)

Разрез Буари-Нотр-Дам расположен вдоль национальной автотрассы А1 приблизительно в 5 км на запад от коммуны Буари-Нотр-Дам, Северный (Nord) департамент.

Палеогеновые отложения с несогласием перекрывают меловые отложения и представлены снизу вверх пачкой Визернских «Туфов» (Wizernes “Tuffeau” Mb) – чередование тонкозернистого песка и более глинистых прослоев; выше – пачкой Лувильских Глин (Louvil Clay Mb).

В рамках настоящего исследования 10 образцов были изучены палинологически в разрезе Буари-Нотр-Дам и почти все характеризуются количественно представительными комплексами диноцист (Рис. 6.58-6.59). Нижний изученный образец из основания пачки Визернских «Туфов» выявил комплекс диноцист, характеризующийся исключительно присутствием видов *Areoligera coronata* и *A. senonensis*; два следующих образца внутри пачки оказались лишенными диноцист, а образец из кровли пачки отличается комплексом с присутствием лишь 3 видов: *Fromea laeivigata* (85%), *Palaeotetradinium minusculum* и *Trigonopyxida ginella*. Исключительное доминирование *Areoligera* в низах пачки позволяет (по аналогии с разрезами южной Англии, Powell et al., 1996) сопоставить интервал этой пачки с раннеэоценовой западноевропейской зоной *Alisocysta margarita* (Powell, 1992). В свою очередь, диноцистовый комплекс пачки Лувильских глин отличается таксономически разнообразным диноцистовым комплексом, в котором присутствуют стратиграфически важные виды *Alisocysta margarita*, *Alisocysta* sp.2 Heilmann-Clausen, *Deflandrea denticulata*, *D. oebisfeldensis* и единичные (с образца В14) *Apectodinium quinquelatum* и *Apectodinium* sp., что подразумевает отнесение этой пачки к интервалу позднеэоценовой западноевропейской зоны *Apectodinium hyperacanthum* (Powell, 1992). Комплекс диноцист пачки Лувильских глин отличается в низах доминированием группы *Areoligera* (60%), сменяющимся по разрезу доминированием *Spiniferites* (50-55%). Четкое преобладание групп *Areoligera* и *Spiniferites* внутри 2 палеоэоценовых пачек в разрезе Буари-Нотр-

Дам отражает проявление крупного трансгрессивного этапа в развитии Североморского бассейна, начавшегося в раннем танете и усилившемся в течение позднего танета.

6.5. Палинологические результаты из Бельгийского бассейна

Описания разрезов выполнены Кристианом Дюпюи (Christian Dupuis, Бельгия) и Флоранс Кеснель (Florence Quesnel, Франция).

6.5.1. Скважина Буа-де-Виль (Bois-de-Ville)

Исследовательская скважина Буа-де-Виль (BRGM) пробурена приблизительно в 3 км на восток от коммуны Гранглиз (Grandglise), Валлония.

Низы скважины представлены выветрелыми глауконитовыми песками свиты Ханнут (Hannut Fm), дальше в разрезе наблюдаются 2 м палеопочвы (черная глина, обогащенная органическим веществом) свиты Тьенен (Tienen Fm). Выше по разрезу залегают 14 м свиты Фландр (Flandres Fm): нижняя пачка Глин Эрибу (Heribu Clay Mb) представлена песчанистой глиной, в основании глауконитовой; верхняя пачка Орши (Orchies Clay Mb) сложена уплотненными глинами. Палеогеновые отложения скважины перекрываются 3 м коллювия.

Шесть образцов были изучены палинологически из отложений свиты Фландр (Рис. 6.60-6.61). Диноцистовый комплекс характеризуется присутствием стратиграфически важных видов *Sophismatia crassoramosa*, *Axiodinium lunare*, *Stenodinium meckelfeldense*, а в верхах пачки Орши – *Wilsonidium tabulatum*-*Epelidinium? translucidum*. Скорее всего, изученный интервал свиты Фландр в разрезе Буа-де-Виль соответствует интервалу западноевропейских диноцистовых зон *Wetzeliella meckelfeldensis*-*Dracodinium simile* (частично) раннеипрского возраста (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992). Палинологический комплекс нижней половины свиты Фландр (пачка Глин Эрибу) характеризуется примерно равным содержанием диноцист и акритарх, а среди диноцист – существенным преобладанием (70%) группы *Spiniferites*, что может отражать начало трансгрессивной фазы развития бассейна; внутри пачки Орши наблюдаются увеличение количества диноцист (с прежним доминированием *Spiniferites* до 70%) и сокращение содержания акритарх, что может отражать фазу высокого стояния уровня моря.

6.5.2. Разрез Эркелинн (Erquelinnes)

Разрез Эркелинн был отобран в научных целях в 1979 г. Жаном де Энзелином приблизительно в 1300 м на север-северо-запад от городка Эркелинн в Валлонии, практически на границе Франции и Бельгии.

Палеогеновые отложения перекрывают коньякские мелы и сложены снизу вверх:

0-0.7 м: Свита Ханнут (Hannut Fm), пачка Гранглиз (Grandglise) – среднезернистые пески с глауконитом, карбонатные. Согласно данным Э. Стербо, этот интервал соответствует зоне NP8 по наннопланктону;

0.7-2.0 м – Свита Буа-Жиль (Bois-Gilles Fm) – среднезернистые пески, с несогласием перекрывающие пачку Гранглиз, в основании – прослой ракушечника. Согласно данным Э. Стербо, этот интервал соответствует зоне NP9a по наннопланктону. Сверху, с несогласием (прослой гравия и гальки) перекрывается крупнозернистыми песками пачки Песков Эркелинн свиты Самбр (Erquelinnes Sand Mb, Sambre Fm), которые, согласно геохимическим данным, соответствуют интервалу изотопной аномалии углерода (CIE).

В разрезе Эркелинн 8 образцов из отложений свиты Буа-Жиль были изучены палинологически (Рис. 6.62). Комплекс диноцист характеризуется доминированием открыто-морской группы *Spiniferites* (более 60%), группы *Cordosphaeridium* и *Areoligera* составляют до 20 и 15% соответственно, перидиниоидные диноцисты отмечаются в незначительных количествах. Среди стратиграфически важных таксонов можно отметить *Alisocysta* sp.2 Heilmann-Clausen и *Deflandrea oebisfeldensis*, но вид *Deflandrea denticulata* или представители рода *Apectodinium* не обнаружены. Исходя из состава комплекса диноцист и с учетом наннопланктонных данных, отложения свиты Буа-Жиль в разрезе Эркелинн могут быть отнесены к интервалу западноевропейской зоны *Alisocysta margarita* раннетанетского возраста (Powell, 1992).

6.6. Палинологические результаты из Южной Англии (Лондонский бассейн)

В Лондонском бассейне средне- или верхнепалеоценовые отложения с несогласием перекрывают смятый и разорванный Белый мел (White Chalk) сантон-раннекампанского возраста. Верхнепалеоценовые-лютетские отложения, большей частью внутринеритического и прибрежноморского генезиса (за исключением внешнеритической свиты Лондонской глины) достигают здесь максимальной мощности в 330 м. Более молодые эоценовые отложения здесь эродированы вследствие смятия и последующего воздымания.

Основные палеогеновые литостратиграфические подразделения в Лондонском бассейне были выделены и названы Джозефом Прествичем в XIX веке (Prestwich, 1874a, b; 1850, 1852, 1854; см. в King, 2016). Его терминология, с небольшими модификациями, была принята Британской Геологической Службой в конце XIX века, с дополнительным включением Пачки Blackheath Beds. Некоторые подразделения получили формальный статус в работах Cooper (1976) и Curry et

al. (1978), но не имели формальных определений. Формальное определение литостратиграфических подразделений для нижнего эоцена было дано Кингом (King, 1981), а формальная литостратиграфическая схема для палеоцена-эоцена была установлена Ellison et al. (1994).

Снизу вверх верхнепалеоценовые-нижнеэоценовые отложения представлены в Лондонском бассейне следующими подразделениями:

Серия Монтроз (Montrose Group):

Свита Танетских Песков (Thanet Sand Fm) (Ward, 1978; Ellison et al., 1994) подразделяется снизу вверх на 4 части (Members):

Пачка Хьюджин (Hugin Mb) (~1 м) – очень тонкозернистые глауконитовый песок и алевритистый песок, с переотложенными кремнистыми желваками в основании. Возраст: ранний танет; предположительно интервал наннопланктонной зоны NP6 по магнитостратиграфической калибровке. Согласно опубликованным данным, комплекс диноцист из этой Пачки соответствует интервалу зоны *Alisocysta margarita* (Heilmann-Clausen, 1985; Jolley, 1992), а также характеризуется акме *Areoligera gippingensis* (Jolley, 1992; Powell et al., 1996).

Пачка Пегвелл (Pegwell Mb) (максимум 32 м) – переслаивание алевритистых глин, алевролитов, песчанистых алевролитов. В низах пачки отмечается красноватый (от розового до красно-коричневого) интервал. Согласно опубликованным данным, пачка относится к интервалу наннопланктонной зоны NP6 или NP7 (Siesser et al., 1987), а возможно и NP8 (по присутствию *Heliolithus riedelii* в верхах пачки в разрезе Pegwell Bay, Steurbaut in King, 2016) и *Ar. gippingensis*-акме интервалу (Jolley, 1992, Powell et al., 1996); пачка соответствует Хрону C25r (Ali, Jolley, 1996). Возраст – ранний-средний танет.

Пачка Рекулвер (Reculver Mb) (25 м) – тонкозернистые биотурбидированные алевритистые пески, с очень мелким рассеянным глауконитом. На основании присутствия *H. riedelii* пачка отнесена к интервалу зоны NP8 (Aubry, 1983; Siesser et al., 1987). В низах пачки отмечены последнее появление вида *Alisocysta margarita* (Powell et al., 1996), а также большое количество *Ar. gippingensis* (Jolley, 1992; Powell et al., 1996). На основании единичных находок *Apectodinium* в разрезе Herne Bay (Heilmann-Clausen, 1985), пачка отнесена к интервалу диноцистовой зоны *Apectodinium hyperacanthum* из шкалы Powell (1992). Соответствует Хрону C25r (Ali, Jolley, 1996); возраст – средний танет (NP8).

Пачка Фавешем (Favwesham Mb) (6 м) – алевритистые и глинистые пески с грубозернистым глауконитом. Присутствие *H. riedelii* указывает на возраст не моложе NP8 (Aubry, 1983; Siesser et al., 1987); пачка отнесена к Хрону C25r (Ali, Jolley, 1996). Согласно Powell et al. (1996), комплекс диноцист характеризуется обильным *Ar. gippingensis*.

Серия Ламбет (Lambeth Group) (Ellison et al., 1994)

Серия включает в себя свиту Аппор, перекрывающуюся латерально замещающимися свитами Вулвич (на востоке) и Рединг (на западе).

Свита Аппор (Uppor Fm) (~40 м) – преимущественно тонко/среднезернистые, в разной степени глауконитовые пески, биотурбидированные, часто с кремнистой галькой (дисперсной или слоями); латерально и вертикально литология изменяется, наблюдается переход в глины с глауконитовым песком. Свита отвечает интервалу низов зоны NP9 (Ellison et al., 1994), содержит редкие *Apectodinium* spp. (Ellison et al., 1996); часть Хрона C24r (Ellison et al., 1996); возраст – поздний танет.

Свита Рединг (Reading Fm) (30 м) – неморские, преимущественно неслоистые растрескивающиеся пестроцветные (красные, оранжевые, пурпурные, серые и зеленые) глины и алевролиты, с линзовидными включениями песка; на западе содержит растительные остатки. Отнесена к Хрону C24r; часть харофитовой зоны *Peckichara disermas*; возраст – инициальный эоцен. Предположительно начало изотопной аномалии изотопов углерода (CIE, ~55.8 Ma) в Лондонском бассейне выявлено внутри Reading Fm (неморские Shorne Mb и Southwark Mb).

Свита Вулвич (Woolwich Fm) (15 м) – преимущественно темно-серые раковистые глины, пластинчатые глины и алевролиты, с прослоями тонкозернистого песка. В низах свиты отмечен всплеск *Apectodinium* spp. (Ellison et al., 1996; Powell et al., 1996), вплоть до 100% от комплекса (Brixton Mb; Jolley, 1996), а также обилие пыльцы *Platycaryopollenites* (Collinson et al., 2009). Возраст – инициальный эоцен (ипр).

Серия Тэмз (Thames Group) (King, 1981) включает в себя свиты Блэкхис, Харвич и Лондонскую Глину.

Свита Блэкхис (Blackheath Fm) (до 15 м) – обычно кремнистый гравий, со слоями и линзами тонко- и среднезернистого неглауконитового песка; с эрозионной поверхностью перекрывает Серию Ламбет. Биостратиграфических данных нет, возраст – ранний ипр.

Свита Харвич (Harwich Fm) (Ellison et al., 1994) – преимущественно песчанистые алевролиты и глинистые алевролиты, с многочисленными прослоями пепла, особенно в верхней половине. Диноцистовые комплексы не содержат ни многочисленные *Apectodinium* spp., ни *Dracodinium astra*; *Deflandrea oebisfeldensis* – редка или отсутствует. Возраст свиты – инициальный ипр.

Свита Лондонская глина (London Clay Fm) (King, 1981; Ellison et al., 1994) (до 150 м мощности) – преимущественно биотурбидированные алевролиты и глинистые алевролиты, со слоями глауконитовых песчаных алевролитов и алевролитистых песков. В середине свиты часто наблюдаются слои конкреций глинистых известняков. Свита имеет широкое распространение по всему Лондонскому бассейну. Свита Лондонская глина (Хроны C24r-C25n) подразделяется на 4

литологические пачки (A-D, Ellison & King, 2004). В низах пачки A2 наблюдаются последовательные LOs видов *Dracodinium astra* и *Dracodinium lobiscum*; в пачке A3 (зона NP11) – LO *Dracodinium simile* (Costa & Downie, 1976); в низах пачки B (NP11) – LO *Eatonicysta ursulae* (Ellison & King, 2004); в пачке C – LO *D. lodoensis* (base NP12), LO *Dracodinium varielongitudum*, с середины пачки – пик *Subbotina*. В Пачке Д отмечено LO *Charlesdowniea coleothrypta*.

Описание изученных разрезов выполнено К. Дюпюи и Ф. Кеснель.

6.6.1. Скважина Лондон Джубили Лайн 404Т (The London Jubilee Line 404T)

Геотехническая скважина Лондон Джубили Лайн 404Т была пробурена для развития линии Джубили Лондонского метро (коллекция BGS), слегка на юг от Лондонского Моста.

Скважина пробурена до глубины 53 м и вскрывает мощную толщу палеогеновых отложений, которая представлена снизу вверх следующим образом:

53-41 м: Свита Танетских песков (Thanet Sand Fm) - серо-коричневые тонко/среднезернистые пески;

41-37 м: Свита Аппор (Urnor Fm) – глауконитовые среднезернистые пески, в низах с мелким гравием;

37-34 м: Нижние Рединг слои (Lower Reading Beds) - среднезернистые глауконитовые пески пурпурного, желто-коричневого и темно-зеленого цвета;

34-31.5 м: Нижние Вулвич слои (lower Woolwich Beds) – темно-серые глины с ракушками моллюсков;

31.5-30.5 – Пачка серовато-коричневых глинистых песков и суглинков (Strepped Sands & Loams);

30.5-26 м: Верхние Рединг Слои (Upper Reading Beds) – алевритистые тонкозернистые пески, переходящие выше в серые, коричневые и серо-голубые глины;

26-24 м: Верхние Вулвич слои (Upper Woolwich Beds) – голубые и серые глины, в кровле алевролит с ракушками;

24-23.4 м: Свита Харвич, Слои Блекес (Harwich Fm, Blackeath Beds) – гравий и галька;

23.4-10.5 м: Свита Лондонская Глина (London Clay Fm) – коричнево-оливковые глины с пиритом и глауконитом.

Согласно данным изотопных анализов (Sinha, 1997; Thiry, Dupuis, 1998), интервал изотопной аномалии CIE ($\delta^{13}\text{C}$ от -28 до -21‰), соответствующей событию ПЕТМ, выявлен в этом разрезе, начиная с пачки Нижних Рединг Слоев до кровли Верхних Вулвич Слоев.

В рамках настоящего исследования 27 образцов были изучены палинологически, из которых только около половины выявили количественно представительные комплексы фитопланктона

(Рис. 6.63-6.65). Образцы из большей части Верхних Рединг слоев не обнаружили представительных комплексов палиноморф.

Диноцистовый комплекс, выявленный из отложений свиты Танетских песков, характеризуется присутствием видов *Alisocysta margarita*, *Alisocysta* sp.2 Heilmann-Clausen, *Areoligera coronata*, *Ar. medusettiformis*, *Ar. senonensis*, *Deflandrea denticulata*, *D. oebisfeldensis*, что позволяет сопоставить этот интервал разреза с раннетанетской западноевропейской зоной *Alisocysta margarita* (Powell, 1992). Палинологический комплекс свиты Танетских песков отличается доминированием диноцист (30-90%) и существенным количеством акритарх (15-70%); диноцистовый комплекс в этом интервале характеризуется приблизительно равным количеством дефландроидных и группы *Spiniferites* (20-40% каждая), в середине интервала наблюдается пик (25%) *Fromea*. Всё это указывает на обстановки осадконакопления в условиях проявления танетского трансгрессивного этапа развития бассейна.

Единственный образец, изученный из основания песчаной свиты Апнор (40.58 м), характеризуется увеличением количества дефландроидных и существенным сокращением *Spiniferites*, что указывает на изменения условий осадконакопления, например, приближения береговой линии. Количественно обедненный диноцистовый комплекс не выявил фактического присутствия видов рода *Apectodinium*, что не позволяет уточнить (кроме как танетский) возраст этой части свиты Апнор в разрезе скважины.

Диноцистовый комплекс из Нижних Слоев Вулвич (часть интервала ПЕТМ) характеризуется акме *Apectodinium* (50-75%), в существенном количестве (35%) наблюдается *Gonyaulacoid A*, который известен в качестве доминанта из интервала ПЕТМ в Парижском бассейне.

Образцы, изученные из интервала пачки Песков и Суглинков и основания пачки Верхних Рединг слоев, также отвечающих части ПЕТМ, характеризуются комплексом диноцист с экстремально выраженным (95-97%) акме *Apectodinium*. Образец, изученный из Верхних Вулвич слоев (терминальная часть ПЕТМ), отмечен доминированием *Apectodinium* (70%) и существенным (25%) присутствием *Gonyaulacoid A*.

Образцы, изученные из основания свиты Лондонской глины, характеризуются появлением стратиграфически важного вида *Dracodinium astra*, что позволяет отнести эту часть разреза к интервалу западноевропейской зоны *Wetzelia astra* (Powell, 1992). Доминирование диноцист и существенное присутствие акритарх (40%), а также существенное преобладание группы *Spiniferites* (65%) свидетельствуют о начале нового трансгрессивного этапа, соответствующего началу ипра s.s.

6.6.2. Скважина Шамбл-Хёрст-Лэйн (Shamble-Hurst-Lane)

Исследовательская скважина Шамбл-Хёрст-Лэйн (BGS) пробурена в пригороде Саусхэмптона (Southampton), в ~6500 м от реки Итчен.

Палеогеновые отложения перекрывают верхнемеловые породы на глубине 186.5 м. В основании палеогенового разреза выявлена полуметровая пачка свиты Апнор (Upton), перекрывающаяся толщей палеоценовых отложений свиты Рединг Бедс (Reading Beds; 186-162 м). В интервале 186-158.2 м залегают отложения свиты Харвич (пачка Олдхавен), которая, в свою очередь, перекрывается мощной толщей (158.5-54 м) плотных Лондонских глин.

В рамках настоящей работы было изучено 9 палинологических образцов (Рис. 6.66-6.68). Палинологические комплексы этой скважины характеризуются существенным количеством (20-50%) переотложенных диноцист. Нижний образец из основания свиты Харвич характеризуется количественно обедненным диноцистовым комплексом, в котором встречены таксоны широкого стратиграфического диапазона, возраст этих отложений – часть инициального ипра. Диноцистовый комплекс здесь отличается доминированием групп *Spiniferites* (30%), *Areoligera* (23%) и *Cordospshaeridium* (15%), отражая условия нормальной солености.

В низах Лондонской глины (150-140 м) не обнаружено раннеипрских стратиграфически важных таксонов, здесь комплекс диноцист отличается существенным доминированием *Spiniferites* (50%). Более высокие горизонты Лондонской глины (140-120 м) выявили количественно бедные ассоциации диноцист, однако на глубине 140 м зафиксировано появление вида *Dracodinium astra*, на глубине 130 м – *Stenodinium meckelfeldense*, на глубине 120 м – *Dracodinium solidum*, что позволяет отнести этот интервал свиты Лондонской глины в скважине Шамбл-Хёрст-Лэйн к раннеипрским западноевропейским зонам *Wetzelia astra* и *Wetzelia meckelfeldensis* (Powell, 1992). В интервале 120-95 м комплекс диноцист характеризуется постоянным присутствием групп *Lingulodinium* (40-0%), *Spiniferites* (10-15%), *Areoligera* (15-20%).

На глубине 95 м выявлено первое появление *Dracodinium simile*, что позволяет отнести эту часть свиты к западноевропейской зоне *Dracodinium simile* (Powell, 1992). Комплекс диноцист характеризуется приблизительно равными количествами (20%) групп *Spiniferites*, *Areoligera*, ветзелиеллоидных.

На глубине 86 м выявлен количественно обедненный комплекс диноцист, в котором фиксируется первое появление *Dracodinium varielongitudum*, что позволяет сопоставить эту часть Лондонской глины с интервалом западноевропейской зоны *Dracodinium varielongitudum* (Powell, 1992). Наконец, верхняя часть разреза, в которой диноцисты были изучены (66 м), обнаружила присутствие многочисленного *Adnatosphaeridium robustum* и *Axiodinium aff. prearticulatum*, что, однако, не позволяет уточнить возраст этой части ипрского разреза.

6.6.3. Скважина Шотли Гейт (Shotley Gate)

Исследовательская скважина Шотли Гейт (BGS) пробурена в ~1500 м от Шоттлей (между Харвичем и Филикстоу), в поле между центром города и приморским комплексом Шотли.

Палеогеновые отложения перекрывают на глубине 40 м меловые породы и представлены снизу вверх метровой толщей Танетских песков (Thanet Sand Fm), в интервале от 40 до 23.5 м – толщей серии Ламбет (Lambeth Group: свиты Апнор и Рединг Бедс); верхняя часть палеогенового разреза скважины представлена серией Тэмз (Thames), свитой Харвич (Harwich Fm): пачка Орвелл (Orwell Mb) сложена глиной и песчанистыми прослоями, с редкими уровнями вулканических пеплов (23.5-17.6 м); пачка Врабнесс (Wrabness Mb) – глиной и песками с многочисленными уровнями вулканических пеплов.

В рамках настоящего исследования в скважине Шотли Гейт было изучено 14 палинологических образцов из отложений свиты Харвич (Рис. 6.69-6.71). За исключением образца 23.85 м из кровли подстилающей свиты Рединг, который содержал единичные диноцисты, все образцы из свиты Харвич выявили количественно представительные комплексы с доминированием диноцист (50-75%), с существенным присутствием акритарх (до 30% в верхах разреза) и заметным (в низах свиты до 25%) содержанием переотложенных диноцист. Комплекс диноцист из пачки Орвелл отличается присутствием видов широкого стратиграфического распространения, при этом количество перидиниоидных групп *Apectodinium* и дефландроидных (включая *Deflandrea oebisfeldensis*) немногочисленны; здесь наблюдается четкое доминирование группы *Spiniferites*, за исключением образца на глубине 22.15 м, который характеризуется акме вида *Palaeotetradinium minusculum* (>60%) и пиком в содержании *Oligosphaeridium complex* (30%). Отсутствие типичных видов раннего ипра *sensu stricto* указывает на инициальноипрский возраст этой пачки. Что касается пачки Врабнесс, то здесь несколько увеличивается количество вида *Deflandrea oebisfeldensis* (до 15%), но, в целом, по-прежнему доминирует группа *Spiniferites* (45-55%). Этот интервал можно отнести к западноевропейской зоне *Deflandrea oebisfeldensis* (Powell, 1992).

6.6.4. Скважина Стенфорд-Ле-Хоп (Stanford-Le-Hope)

Исследовательская скважина Стенфорд-Ле-Хоп (BGS) пробурена на юге города, в поле рядом с устьем Темзы, в ~500 м на юго-восток от мэрии.

В скважине Стенфорд-Ле-Хоп палеогеновые отложения перекрывают меловые породы на глубине 57 м и представлены снизу вверх мощной толщей (29-57 м глубины) Танетских песков, а выше по разрезу – толщами серий Ламбет (Lambeth Group) и Тэмз (Thames Group).

В рамках настоящего исследования были опробованы только Танетские пески, из которых палинологически было изучено 9 образцов (Рис. 6.72-6.74). Все они выявили количественно и таксономически представительные комплексы, в которых и диноцисты, и акритархи представлены в больших количествах (30-70%). Диноцистовый комплекс характеризуется присутствием видов *Alisocysta margarita*, *Alisocysta* sp.2, *Deflandrea denticulata*, *Deflandrea oebisfeldensis*, *Palaeotetradinium minusculum*, *Areoligera medustettiformis*, *A. coronata*, *A. senonensis* и др. Такой таксономический состав комплекса позволяет отнести эту часть Танетских песков к интервалу западноевропейской зоны *Alisocysta margarita* раннетанетского возраста (Powell, 1992). В количественном плане диноцистовый комплекс характеризуется периодическим существенным доминированием группы *Spiniferites* (до 65%), значительными периодическими всплесками группы *Areoligera* (до 20%) и *Fromea* spp. (до 30%), постепенно по разрезу увеличивается количество перидиниоидных дефландроидных (до 35%). Доминирование групп *Spiniferites* и *Areoligera* указывает на проявление крупного раннетанетского трансгрессивного этапа в развитии Североморского бассейна.

6.6.5. Карьер Хол Фарм (Hole Farm)

Карьер Хол Фарм находится приблизительно в 1850 м на запад от деревушки Балмер Тай (Bulmer Tye), Эссекс.

Разрез сложен отложениями свиты Харвич (Harwich Fm), представленными снизу вверх глинистыми песками с рассеянными вулканическими минералами пачки Орвелл (Orwell Mb, 2 м) чередованием глин и вулканических прослоев пачки Врабнесс (Wrabness Mb, 2.5 м).

6 образцов было изучено палинологически в разрезе карьера, из которых лишь часть выявили количественно представительные комплексы (Рис. 6.75). Нижний образец (0.80 м) из пачки Орвелл характеризуется обедненным комплексом диноцист, в котором количественно преобладает группа *Spiniferites* (40%), группы *Apectodinium* и *Lingulodinium* составляют по 12% каждая. Отсутствие типичных видов раннего ипра *sensu stricto* указывает на инициально-ипрский возраст этой пачки. Комплекс диноцист из пачки Врабнесс, в свою очередь, характеризуется существенным доминированием вида *Deflandrea oebisfeldensis* (70-40%) и группы *Areoligera* (10-40%), что позволяет отнести эту часть разреза к западноевропейской зоне *Deflandrea oebisfeldensis* (Powell, 1992).

6.7. Центральный сектор Северного моря (скважина BGS 81/46A)

В южной части Северного моря (британский, нидерландский и немецкий секторы) средне-верхнепалеоценовые отложения достаточно маломощные и в основном сложены глубоководными глинами и мергелями, переходящими на некоторых уровнях в окраинных областях в пески, и представлены свитами Вале (Våle; ранний зеландий), Листа (Lista; средний зеландий) и Селе (Sele). Последняя, свита Селе, имеет позднеэоценовый-раннепалеогеновый возраст и включает в себя границу палеоцена-эоцена. Считается, что в британском секторе Северного моря свита Селе согласно перекрывает свиту Листа.

Свита Селе установлена Lott et al. (1983) и представлена темно-серыми, частично пластинчатыми бескарбонатными глинами (~35 м мощности), содержит прослой вулканических пеплов. Свита Селе согласно перекрывается свитой Балдер.

Свита Балдер (Balder) установлена Lott et al. (1983) и представлена четко-слоящимися пластинчатыми бескарбонатными аргиллитами с многочисленными пепловыми прослоями (~35 м). Внутри свиты выделяются толщи В1 и В2, отличающиеся характеристиками гамма-лучей. Толща В1 – преимущественно серые и серовато-коричневые аргиллиты с прослоями пеплов; нижняя часть – алевритистая и песчанистая; на некоторых уровнях с глауконитом, иногда есть известковистые конкреции. Толща В2 сложена серыми аргиллитами с малочисленными пепловыми прослоями. Свита Балдер согласно перекрывается свитой Хорда.

Свита Хорда (Horda) (в центре Северного моря до 800 м мощности) установлена Lott, Кнох (1994) и сложена относительно монотонными, большей частью бескарбонатными, преимущественно серыми и серо-зелеными аргиллитами, с базальной пачкой красно-коричневых известковых аргиллитов.

Скважина 81/46А (54° 59.99' N, 00° 32.28' E 100 км на восток от побережья Йоркшира, Великобритания) пробурена в начале 1980-ых годов Британской Геологической Службой (British Geological Survey) до глубины 151.80 м, включая 12.64 метров верхнемеловых известняков и 113.96 метров верхнепалеоценовых-нижнеэоценовых аргиллитов и глин, которые перекрываются 25.20 метрами песчано-глинистых четвертичных отложений. В палеогеновой части разреза только интервал 101.32~52 м представлен преимущественно известковистыми отложениями. Согласно данным Э. Стербо (Steurbaut, 2011), ассоциации известкового наннопланктона имеют достаточно хорошую степень сохранности в этой части разреза, за исключением некоторых узких интервалов (~92 м, 90.50 м, 75 м и 70 м), в которых наблюдается существенное растворение; в интервале 89.49 м-86.85 м керн отсутствует. Согласно данным Э.Стербо в разрезе скважины установлены интервалы зон NP11, NP12 и основание NP13 из

шкалы Мартини (1971), однако Стербо отмечает отсутствие достаточного большого количества важных видов в результате очень сильного растворения известкового наннопланктона.

Литостратиграфическое расчленение скважины, интервалы хронов полярности и соотношения минералов в породах, а также сам палинологический материал были предоставлены автору Р. Ноксом и К. Кингом (R.W.O'В. Кнох и Ch. King). Согласно Ноксу и Кингу, палеогеновый разрез скважины сложен отложениями свит Селе, Балдер и Хорда. Палеогеновые отложения перекрывают на глубине ~139.12 м белые глиноподобные маастрихтские известняки и представлены:

139.12-122 м (свита Селе, Sele Fm) – темные коричневато-серые слюдистые аргиллиты с многочисленными пачками вулканических туфов оливково-серого цвета;

122-101 м (свита Балдер, Balder Fm) – оливково-серые глины с прослоями вулканических туфов;

101-52 м (свита Хорда, Horda Fm) – серо-зеленые и оливково-серые глины; в низах – бескарбонатные красно-коричневые глины. На глубине ~97 м – прослой голубовато-серых вулканических туфов; на глубине ~85 м – глины известковые, с вкраплениями фораминифер. Выше по разрезу – серо-зеленые слюдистые бескарбонатные глины с пиритом и глауконитом. На глубине ~63 м наблюдается очень большое количество глауконита. Выше – оливково-серые бескарбонатные глины с глауконитовыми зернами, в верхах интервала – с очень обильным глауконитом вплоть до образования темно-зеленых пластин;

52-25 м – зеленовато-серые бескарбонатные алевритистые глины, в низах – с вкраплениями глауконита.

Скважина BGS 81/46А является одной из опорных скважин в центральном секторе Северного моря. В конце 1990-ых годов Дэвид Джоллей (Jolley, 1996), в рамках палинологического изучения целого ряда опорных разрезов южной Англии, исследовал палиноморфы из верхнепалеоценовой-самых низов эоценовой части разреза скв. 81/46А (интервал 138.70-101.14 м). В настоящей работе рассматриваются результаты палинологического исследования из всего палеогенового интервала скважины: 139.12-30.0 м, при этом в работе использован другой отбор образцов, выполненный Р. Ноксом и К. Кингом. Стратиграфическое распределение видов диноцист по разрезу, а также количественные распределения групп палиноморф показаны на Рис. 6.76-6.79.

В рамках настоящего исследования был проанализирован 41 палинологический образец. За исключением 4 образцов из нижней части разреза (свита Селе), подавляющее большинство образцов выявили количественно представительные комплексы палиноморф. Что касается соотношения диноцист и остальных групп палиноморф, то для большей части разреза отмечается

четкое преобладание диноцист с крайне малым (первые %) количеством водных или континентальных палиноморф. Лишь в двух интервалах разреза количество диноцист резко меняется: внутри нижней части свиты Селе (136.54 м), а также в верхней части свиты Балдер (106.56-102.50 м) наблюдаются пики (30-50%) в количестве двухмешковой пыльцы хвойных и водных палиноморф неясной систематики. Что касается соотношений различных групп диноцист, то в разрезе скв. 81/46А наблюдается существенное доминирование гониаулакоидных групп, прежде всего *Spiniferites*, периодически отмечаются пики группы *Areoligera*, внутри верхней части разреза (свита Хорда) выявлено резкое увеличение в содержании *Membranilarnacia compressa*. Пердиниоидные диноцисты в нижней части разреза (свита Селе) представлены в основном дефландроидными, а, начиная с уровня свиты Балдер (B2) – ветзелиеллоидными.

Последовательное появление в разрезе стратиграфически важных видов диноцист позволяет выделить здесь следующие диноцистовые интервалы:

Первый диноцистовый интервал установлен в низах палеогенового разреза скважины, внутри свиты Селе (139.12-123 м). К сожалению, лишь 2 из 6 палинологических образцов внутри этого интервала обнаружили количественно представительные комплексы диноцист, в которых присутствуют виды *Apectodinium hyperacanthum*, *A. parvum*, *A. quinquelatum-paniculatum*, *A. quinquelatum*, в существенном количестве присутствует вид *Deflandrea oebisfeldensis*. Исходя из присутствия указанных представителей рода *Apectodinium*, можно предположить, что этот интервал свиты Селе соответствует интервалу позднеэоценовой зоны *A. hyperacanthum* из шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и подзоны P6a из шкалы Северного моря (Mudge, Bujak, 1996). В диноцистовом комплексе преобладают представители группы *Spiniferites*, а группы *Areoligera* и дефландроидные – не более 12%, что подтверждает общепринятое мнение о накоплении свиты Селе в морских внешнеритических обстановках (King, 2016).

Второй диноцистовый интервал выявлен в нижней части свиты Балдер (Unit B1). Здесь отсутствуют виды *A. hyperacanthum*, *A. parvum*, *A. quinquelatum-paniculatum*, в комплексе существенно присутствует *Deflandrea oebisfeldensis* и *Glaphyrocysta ordinata*, а также *Hystriosphæridium tubiferum*, что позволяет отнести этот интервал к зоне *D. oebisfeldensis*/*Gl. ordinata* Западной Европы (Powell, 1992) и подзоне E1b шкалы Северного моря (Bujak, Mudge, 1994). Доминирование в комплексе диноцист гониаулакоидных таксонов, прежде всего групп *Spiniferites* и *Areoligera*, подтверждает накопление Unit B1 в морских внешнеритических обстановках (King, 2016).

Третий диноцистовый интервал выявлен в низах Unit B2 свиты Балдер (105.83-103.33 м) по первому появлению видов *Dracodinium astra* и *Dracodinium lobiscum*, что позволяет отнести этот

интервал разреза к зоне *Wetzelia astra* компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) раннеипрского возраста. Палинологический комплекс характеризуется присутствием двухмешковой пыльцы хвойных, что может свидетельствовать об относительном понижении уровня моря и приближении береговой линии. Это понижение уровня моря совпадает с глобальным регрессивным трендом в самом начале ипра, который в более мелководных разрезах Североморского бассейна и Пери-Тетиса выражен перерывом в осадконакоплении, по времени соответствующим накоплению отложений интервала зоны *Dr. astra*. Внутри комплекса диноцист по-прежнему доминируют (75%) *Spiniferites*, при этом наблюдается пик (~25%) *Hystichosphaeridium tubiferum*. Согласно King (2016), эти отложения накапливались в морских внешних неритических обстановках.

Четвертый диноцистовый интервал выявлен внутри Unit B2 свиты Балдер (103.33-101.2 м) по первому появлению *Axiodinium lunare*, *Stenodinium meckelfeldense*, *Sophismatia tenuivirgula*, *Deflandrea phosphoritica*. Внутри интервала отмечается появление вида *Biconidinium longissimum*. Этот интервал сопоставляется с зоной *Wetzelia meckelfeldensis* раннеипрского возраста компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и подзоной E2a шкалы Северного моря (Mudge, Vujak, 1996). Внутри палинологического комплекса наблюдается очередной пик в содержании двухмешковой пыльцы хвойных (25%), а в комплексе диноцист продолжают доминировать *Spiniferites* (50%), заметно (15%) присутствуют *Hyst. tubiferum*, группа *Areoligera* и перидиниоидные ветзелиеллоидные и дефландроидные (вместе не более 15%), что по-прежнему отражает нормально-морские внешне-неритические обстановки осадконакопления (King, 2016).

Пятый диноцистовый интервал выявлен внутри узкого интервала Unit B2 свиты Балдер (101.2-100.45 м) по появлению стратиграфически важных *Dracodinium simile* и *Eatonicysta furensis* и может быть сопоставлен с зоной *Dr. simile* раннеипрского возраста компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992). В скв. 81/46А первое появление *Dr. simile* приходится на бескарбонатный интервал, но, исходя из того, что середина наннопланктонной зоны NP11 отмечается с глубины 96.20 м, LO *Dr. simile* в данном разрезе соответствует приблизительно интервалу первой половины NP11. Этот узкий интервал разреза характеризуется абсолютным доминированием диноцист, среди которых по-прежнему преобладают *Spiniferites*, в незначительных количествах представлены *Hyst. tubiferum*, группы *Cordosphaeridium*, *Operculodinium*, *Areoligera* и ветзелиеллоидные.

Шестой диноцистовый интервал выявлен в верхней части Unit B2 свиты Балдер (100.45-92.34 м), включающей в себя красные глины, по первому появлению вида *Eatonicysta ursulae*. Этот интервал может быть отнесен к зоне *E. ursulae*, установленной в Пери-Тетисе (Глава 5), а в

Западной Европе зона *E. ursulae* соответствует части зоны LC-2 (LO *E. ursulae* – основание зоны) в Лондонских глинах на юге Англии (Vujak et al., 1980) и части зоны D7A Северо-Западной Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989) среднего ипра. Комплекс диноцист характеризуется доминированием *Spiniferites*, отмечается заметное (10-12%) присутствие групп *Areoligera* и ветзелиеллоидных, остальные группы - до 10%. Согласно King (2016), накопление этих отложений происходило по-прежнему в морских внешне-неритических (до верхней батиаля) обстановках.

Седьмой диноцистовый интервал выявлен в нижней трети свиты Хорда (92.34-89.69 м) по первому появлению *Dracodinium varielongitudum*. Внутри интервала появляются виды *Glaphyrocysta? vicina* и *Membranilarnacia compressa*. Интервал соответствует среднеипрской зоне *Dr. varielongitudum* компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и подзоне D7b из компиляционной шкалы Costa, Manum (1988) и немецкого сектора бассейна Северного моря (Köthe, 2012), а также частично зоне LC-2 на юге Англии (Vujak et al., 1980). Согласно данным изучения наннопланктона, LO *Dr. varielongitudum* в скв. 81/46А отмечается внутри второй половины зоны NP11 (Steurbaut, 2011). В комплексе диноцист продолжают доминировать (до 70%) *Spiniferites*, перидиниоидных диноцист – не более 6%, в пределах 5-6% отмечаются гониаулакоидные группы *Operculodinium*, *Cordosphaeridium* и *E. ursulae*.

Восьмой диноцистовый интервал выявлен внутри свиты Хорда (89.69-74.93 м) по первому появлению стратиграфически важного *Charlesdowniea coleothrypta*, а также здесь последовательно появляются виды *Diphyes ficusoides*, *Homotryblium tenuispinosum*, *Homotryblium abbreviatum*, *Cerebrocysta bartonensis*, *Diphyes psedoficusoides*, *Heteraulacacysta everriculata*, *Pentadinium laticinctum*. На глубине 84.91 м отмечено появление стратиграфически важного *Rhadinodinium politum*. Интервал отнесен к среднеипрской зоне *Ch. coleothrypta* 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 данным изучения наннопланктона (Steurbaut, 2011), LO *Ch. coleothrypta* в скв. 81/46А отмечается в нижней части зоны NP12. В низах интервала в комплексе диноцист наблюдается четкое преобладание группы *Spiniferites* (~60%), а выше по разрезу количество *Spiniferites* сокращается (не более 40%), наблюдаются пики в количестве групп *Membranilarnacia compressa* (~15%), *Areoligera* (~15%), *Cordosphaeridium* (25%), количество перидиниоидных диноцист не превышает 15%. Такие флуктуации диноцистовых групп могут свидетельствовать о слабых колебаниях уровня моря (в сторону понижения) в условиях внешних неритических обстановок.

Девятый диноцистовый интервал выявлен внутри свиты Хорда (74.93-64.78 м) по первому появлению стратиграфически важных *Ochetodinium romanum*, *Piladinium columna* и *Samlandia*

chlamydochora. Внутри интервала появляется *Samlandia chriskingii*. По данным изучения наннопланктона (Steurbaut, 2011), LOs *Och. romanum*, *P. columna* и *S. chlamydochora* отмечены в верхах зоны NP12. Этот интервал, по присутствию трех указанных видов, может быть сопоставлен с зоной *Och. romanum/S. chlamydochora* Пери-Тетиса и Западной Сибири, а также сопоставляется с объемом двух зон в Бельгийском бассейне (*Och. romanum* и *Kisselevia aff. clathrata*=*P. columna*; De Coninck, 1991) и зонами D8b-с в компиляционной шкале северо-западной Европы (Costa, Manum, 1988). Напомним, что в других бассейнах Западной Европы и в Пери-Тетисе виды *Och. romanum*, *P. columna* и *S. chlamydochora* появляются последовательно. Одновременное присутствие этих видов в разрезе скважины 81/46А, скорее всего, связано с недостаточно детальным отбором образцов или (что менее вероятно) со скрытым перерывом в осадконакоплении внутри короткого интервала среднего ипра. В комплексе диноцист доминируют (~40%) *Spiniferites*, достаточно часты *Operculodinium* (до 15%), *Cordosphaeridium* (до 15%), *E. ursulae* (до 7%) и ветзелиеллоидные (до 7%).

Десятый диноцистовый интервал выявлен в верхней части свиты Хорда (64.78-30.0 м) по первому появлению стратиграфически важного вида *Areosphaeridium diktyoplokum*. Выше по разрезу последовательно появляются виды *Corrudinium incompositum* (54.58 м), *Axiodinium prearticulatum* (49.56 м), *Hystriosphaeopsis cf. costae* (39.92 м) и *Dracodinium? brevicornutum* (34.44 м). Этот интервал может быть отнесен к позднеипрской зоне *Areosphaeridium diktyoplokum* из шкал Датского бассейна и Северной Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), части зоны D9 компиляционной шкалы северо-западной Европы Costa, Manum (1988), части зоны E2с Северного моря (Mudge & Vujak, 1994) и части зоны B-2 южной Англии (Vujak et al., 1980). Согласно данным изучения наннопланктона (Steurbaut, 2011), в этой части свиты Хорда только узкий нижний интервал содержал наннопланктон зоны NP13, а во всей верхней части свиты выше 65 м наннопланктон оказался растворенным. Тем не менее, удалось установить, что LO *Ar. diktyoplokum* в скважине 81/46А соответствует началу зоны NP13. Что касается количественных характеристик комплекса диноцист, то в низах интервала по-прежнему доминирует группа *Spiniferites*, однако на глубине 54.58 м отмечается исключительное акме (почти 80% от комплекса) вида *Membranilarnacia compressa*, выше по разрезу увеличивается относительная доля ветзелиеллоидных (до 10%), группы *Homotryblum* (~10%) одновременно с относительным увеличением *Eatonicysta ursulae* (10%), а еще выше наблюдается всплеск *Cleistosphaeridium diversispinosum* (30%). Верхние палеогеновой части разреза характеризуются доминированием групп *Spiniferites* (40%) и *Areoligera* (20%). Эти существенные флуктуации внутри диноцистовых ассоциаций в верхней части свиты Хорда могут свидетельствовать о колебаниях уровня моря в течение позднего ипра. Скорее всего, акме *M. compressa* с последующим увеличением

содержания *Homotryblium* и *E. ursulae* может быть связано с временным понижением уровня моря и сменой обстановок с внешней на внутреннюю неритическую зону.

Таким образом, проведенные палинологические исследования в скв. 81/46А указывают на терминальнотанетский-позднеипрский возраст отложений разреза. При этом свита Селе, как это и предполагалось ранее (King, 2016), имеет терминальнотанетский-инициальноипрский, свита Балдер – ранне-среднеипрский, а свита Хорда – позднеипрский возраст.

6.8. Детализация диноцистовой танет-нижнеипрской биостратиграфии Парижского и Дьепского бассейнов

Цисты динофлагеллат изучались в Парижском и Дьепском бассейнах К. Груас-Каванетто (Carla Gruas-Cavagnetto) и Ж.Ж. Шатёнёфом (Jean-Jacques Châteauneuf) (Châteauneuf, 1968, 1976, 1980; Gruas-Cavagnetto, 1968, 1970, 1974, 1976a, 1976b, 1976c, 1978; Gruas-Cavagnetto et al., 1980; Châteauneuf, Fauconnier, 1977; Châteauneuf, Trauth, 1972; Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1968, 1978; Bignot et al., 1981; Gruas, Bignot, 1985) и были обнаружены в большей части лагунных и морских свит палеогена, начиная с Песков Брашё (Sables de Bracheux) и заканчивая Песками Фонтенбло (Sables de Fontainbleau). Согласно Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto (1978), палеоген был подразделен в Парижском бассейне на 14 ветзелиеллоидных зон и 8 смешанных ассоциаций (Рис. 6.80). Нижняя ассоциация, выявленная в пачках Tuffeau de la Fère-Sables de Bracheux, не была выделена в зону, но предположительно отнесена к интервалу западноевропейской зоны D4 и содержала виды *Alisocysta cicrumtabulata*, *Deflandrea oebisfeldensis*, *Hafniasphaera septata*. Нижняя зона W1 была установлена по появлению видов *Apectodinium summissum*, *A. homomorphum*, *A. parvum* в пачках Argile Plastique et Lignites – Faluns à Cyrenes et Hûitres. Зона W2 была установлена (Sables de Laon-Varengueville Fm, базальная часть) по первому появлению вида *Dracodinium* (= *Wetzeliella*) *astra*. Зона W3 (Sables de Laon-Varengueville Fm, нижняя часть) установлена по первому появлению *Sophismatia* (= *Kisselevia*) *crassoramosa* и *Stenodinium* (= *Wetzeliella*) *meckelfeldense*. Следующие зоны из шкалы 1978 г. из более молодых ипрских, лютетских, бартонских и приабонских отложений, не рассматриваемых для севера Франции в настоящей работе, представлены на Рис. 6.81-6.82.

Стратиграфическое распределение ключевых диноцистовых событий из изученных автором разрезов на севере Франции и сопредельных областях, позволяет теперь уточнить палеоцен-раннеипрский интервал диноцистовых шкал для Парижского и Дьепского бассейнов. Исходя из

ряда отличий, связанных с литостратиграфическими особенностями в Дьепском и Парижском бассейнах, уточненные варианты шкал даны для этих двух регионов отдельно.

Все коллекции диноцист, составляющих зональные комплексы севера Франции, хранятся в Геологической Службе Франции (BRGM, Орлеан).

6.8.1. Уточненный вариант диноцистовой шкалы для Парижского бассейна

1. Зона *Alisocysta margarita*

Основание зоны: первое появление вида *Deflandrea denticulata*. Верхняя граница проводится по первому появлению вида *Ap ectodinium homomorphum*.

В основании зоны, помимо *D. denticulata*, появляются виды *Alisocysta* sp. 2 Heilmann-Clausen и *Deflandrea oebisfeldensis*. Внутри интервала появляется вид *Biconidinium longissimum*; исчезают виды *Alisocysta margarita*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides*. Характерными таксонами являются *Phthanoperidinium crenulatum*, *Conneximura fimbriata*, *Melitasphaeridium pseudrecurvatum*, *Hystriospheridium tubiferum*, *Trigonopyxidia ginella*, *Palaeotetradinium minusculum*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Glaphyrocysta divaricata*, *Glaphyrocysta pastielsii*, обильные *Areoligera gippingensis*-group (*A. gippingensis*, *A. coronata*, *A. medusettiformis*, *A. senonensis*).

Местоположение стратотипа: свита Шалон-сюр-Вель (Châlons-sur-Vesles) (интервал 31.12-25.19 м гл.), скв. Нуайон, регион О-де-Франс (Iakovleva et al., сдана).

Зона установлена также в Парижском бассейне в свите Шалон-сюр-Вель в разрезе Ривкур (пачка песков Шалон-сюр-Вель), в переходной зоне между Парижским и Бельгийским бассейнами в пачке «Туфа» Визерн в разрезах Визерн и Буари-Нотр-Дам; в пачке Гранглиз в разрезе Флин-Ле-Раш Визерн, а также на юге Бельгийского бассейна в свите Буа-Жиль в разрезе Эркелинн.

Калибровки: интервал зоны *Al. margarita* соответствует интервалу наннопланктонной зоны NP8 (Dupuis, Steurbaut, 1987).

Установленная в Парижском бассейне зона *Alisocysta margarita* соответствует одноименной зоне на юге Англии (Powell et al., 1996), а также одноименной зоне из компиляционной западноевропейской шкалы (Powell, 1992), интервалу зоны Viborg-4-нижам Viborg-5 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985). Интервал зоны *Alisocysta margarita* выявлен автором внутри свиты Танетских Песков в опорной скважине Лондон Джубили Лайн 404Т на юге Англии. Возрастной интервал соответствует раннему танету (~58.5-56.5 млн. лет).

2. Зона *Ap ectodinium hyperacanthum*

Основание зоны проводится по первому появлению *Apectodinium homomorphum*. Верхняя граница проводится по первому проявлению экстремального акме *Apectodinium*.

В низах зоны появляются виды *Apectodinium quinquelatum*, *A. summissum*, *A. parvum*; внутри интервала появляются *A. paniculatum*, *A. follicum*, *A. hyperacanthum*.

Местоположение стратотипа: верхи пачки Песков Лё Тие, свита Шалон-сюр-Вель и пачка Песков Ривкур свиты Мортемер (интервал обр. LT184.35-LT78), скважина Лё Тийё, департамент Уаз (Iakovleva et al., сдана).

Зона установлена также в Парижском бассейне в верхах свиты Шалон-сюр-Вель (Châlons-sur-Vesles) и свит Брашё и Мортемер (низы) разрезе Клэруа (свита Брашё), скважинах Нуайон (верхи свиты Шалон-сюр-Вель), скважине Кюиз-ла-Мотт (верхи пачки Песков Лё Тие, свита Шалон-сюр-Вель и пачка Песков Ривкур свиты Мортемер), скважине Три (верхи свиты Шалон-сюр-Вель). В переходной зоне между Парижским и Бельгийским бассейнами зона *A. hyperacanthum* установлена в разрезе Бримон (пачка «Туфа» Мон-Компансе), скважинах Вертэн (пачка Вертэн), AVE-007 и AVE-031 (свита Валенсьеннуа, пачки Вервен, Лувильских Глин и Висли) и разрезе Буари-Нотр-Дам (Лувильские Глины).

Калибровки: интервал зоны *A. hyperacanthum* отвечает интервалу наннопланктонной зоны NP9 (Sturbaut, 1998).

Установленная в Парижском бассейне зона *A. hyperacanthum* соответствует одноименной зоне на юге Англии (Powell et al., 1996), а также одноименной зоне из компиляционной западноевропейской шкалы (Powell, 1992), интервалу зоны Viborg-5 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985), зоне P6a шкалы Северного моря (Bujak, Mudge, 1994). Возрастной интервал соответствует позднему танету (~56.5-55.8 млн. лет).

3. Зона *Apectodinium extreme*-акме (экстремального акме *Apectodinium*)

Основание зоны: первое проявление экстремального акме *Apectodinium* (70-100%). Верхняя граница проводится по первому проявлению акме *Biconidinium longissimum*.

В основании зоны появляются представители вида *Apectodinium parvum*, отличающиеся от типичных форм большими размерами цисты и более развитыми апикальным, латеральными и антапикальными рогами. Внутри интервала (пачка Вобан формации Суассоннэ) появляются виды *Axiodinium sparnacium*, *Vallodinium heilmannii*, *Vallodinium picardicum*, *Stichodinium sympagicum*, *Stichodinium elegantulum*.

Местоположение стратотипа: пачки Муиранкур и Вобан, свита Суассоннэ (интервал обр. LT154.93-LT61), скв. Лё Тие, департамент Уаз (Iakovleva et al., сдана).

Зона установлена также внутри верхней части свиты Мортемер в скважине Тердонн (пачка песков Бургийомон); свиты Суассоннэ в разрезах Поркерикур, Лан, Суассон (пачка Вобан свиты Суассоннэ); внутри интервала верхов свиты Мортемер-свитах Вожиар и Суассоннэ в скважине Сансени, в скважине Кюиз-ла-Мотт (пачка Вобан свиты Суассоннэ); в скважинах Три и Вентёй в интервале верхов свиты Мортемер (пачки Рийи и мергелей Жермен) и свиты Суассоннэ (пачка Вобан); в пачке Флин-ле-Раш в разрезе Флин-ле-Раш; внутри свиты Сантерр (пачка Ольнон) разрезов Лион и Ольнон.

Калибровки: Согласно изотопным данным, полученным для разрезов Лё Тие, Три, Флин-ле-Раш, Тердонн, Сансени, Ольнон, Лион, Лан, Поркерикур, основание зоны экстремального акме *Apectodinium* совпадает с началом глобального события изотопной аномалии углерода (Carbon Isotope Event, CIE), ассоциирующегося с геологически коротким событием ПЕТМ (~55.8-55.6 млн. лет). Верхняя граница зоны совпадает с окончанием события CIE.

На юге Англии, в рамках настоящего исследования, автором выявлен интервал экстремального акме *Apectodinium* (70-97%) в опорной скажине Лондон Джубили Лайн 404Т внутри свит Рединг и Вулвич (Reading, Woolwich Fms).

Установленная в Парижском бассейне зона экстремального акме *Apectodinium* приблизительно соответствует интервалу зоны *Apectodinium augustum* на юге Англии (где, как и на севере Франции, номинальный вид *Axiodinium* (= *Apectodinium*) *augustum* отсутствует, но наблюдается акме *Apectodinium*), в компиляционной шкале Западной Европы (Powell, 1992) и на севере Бельгии (Steurbaut et al., 2003), зоны Viborg-6 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985), подзоне P6b шкалы Северного моря (Bujak, Mudge, 1994). Возрастной интервал соответствует части инициального эоцена (~55.8-55.6 млн. лет).

4. Зона *Biconidinium longissimum*-акме

Основание зоны: первое проявление акме *Biconidinium longissimum* (20-48%). Верхняя граница зоны проводится по первому появлению вида *Dracodinium astra*.

В основании зоны появляются виды *Stichodinium parisiense* и *Dracodinium? modestum*, а также наблюдается последнее проявление акме *Apectodinium*. Внутри интервала наблюдается появление *Stichodinium prostimus* и *Petalodinium lenisium*.

Местоположение стратотипа: пачка Сансени, свита Мон-Нотр-Дам (интервал обр. LT60-LT53), скв. Лё Тие, департамент Уаз (Iakovleva et al., сдана). Зона установлена также в пачке Сансени свиты Мон-Нотр-Дам в скважинах Тердонн, Сансени, Кюиз-ла-Мотт и обнажении Лан.

Установленная в Парижском бассейне зона *Biconidinium longissimum*-акме является возрастным аналогом зоны *Glaphyrocysta ordinata* южной Англии (Powell et al., 1996), зоны

Deflandrea oebisfeldensis на юге Англии (данные автора) и компиляционной западноевропейской шкалы (Powell, 1992), зоны Viborg-7 в Датском бассейне (Heilmann-Clausen, 1985) инициально-ипрского возраста (~55.6-55.0 млн. лет).

5. Зона *Dracodinium astra*

Основание зоны проводится по первому появлению *Dracodinium astra*. Верхняя граница устанавливается по первому появлению видов *Axiodinium lunare* и *Stenodinium meckelfeldense*.

В основании зоны появляется вид *Dracodinium lobiscum*. Внутри интервала появляются виды *Cleistosphaeridium polypetellum*, *Homotryblium tenuispinosum*, *Homotryblium tasmaniense*.

Зона установлена в Парижском бассейне в пачке Песков Лан свиты Мон-Нотр-Дам в скважине Лё Тие (стратотип зоны; интервал обр. LT52-LT50) (Iakovleva et al., сдана) и пачке Вентёй в скважине Вентёй.

Калибровки: интервал зоны *Dracodinium astra* соответствует части наннопланктонной зоны NP10.

Зона *Wetzeliella* (= *Dracodinium*) *astra* была установлена в Парижском бассейне в низах Песков Лан между LO *W. astra* и LO *Wetzeliella* (= *Stenodinium*) *meckelfeldensis* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978). Настоящий вариант зоны отличается использованием LO вида *Axiodinium lunare* как второго репера для определения верхней границы зоны.

Зона *Dracodinium* (= *Wetzeliella*) *astra* известна из различных частей палеобассейна Северного моря: в свите Балдер в центральном секторе Северного моря (данные автора), на юге Англии в низах свиты Лондонской глины (данные автора; Powell et al., 1996), соответствует интервалу подзоны Dба шкалы немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012). Согласно Vandenberghe et al. (2012), возраст зоны *Dr. astra* – часть инициального ипра (ипр s.s., ~55.0-54.8 млн. лет).

6. Зона *Axiodinium lunare*/*Stenodinium meckelfeldense*

Основание зоны: первые появления видов *Axiodinium lunare* и *Stenodinium meckelfeldense*. Верхняя граница проводится по первому появлению *Dracodinium simile*.

Внутри зоны последовательно появляются виды *Deflandrea phosphoritica*, *Sophismatia crassoramosa*, *Sophismatia tenuivirgula*.

Местоположение стратотипа: пачка Песков Эзи, свита Мон-Нотр-Дам (интервал LT49-LT45), скв. Лё Тие, департамент Уаз (Iakovleva et al., сдана).

Зона установлена также в пачке Песков Эзи свиты Мон-Нотр-Дам в скважинах Тердонн, Кюиз-ла-Мотт, в свите Эпернэ скважины Вентёй, в пачке Орхи в разрезе Флин-ле-Раш в

переходной зоне между Парижским и Бельгийским бассейнами, а также в свите Фландр в разрезе Буа-де-Виль на юге Бельгии.

Зона *Wetzeliella* (= *Dracodinium*) *meckelfeldense* была установлена на севере Франции в низах Песков Эзи между LO *W. meckelfeldensis* и LO *Dracodinium simile* (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978). Настоящий вариант зоны отличается использованием LO *Axiodinium lunare* как второго репера для определения основания зоны.

Калибровки: интервал зоны *Axiodinium lunare*/*Stenodinium meckelfeldense* соответствует части наннопланктонной зоны NP10.

Зона *Stenodinium* (= *Wetzeliella*) *meckelfeldensis* известна из различных частей палеобассейна Северного моря: свите Балдер в центральном секторе Северного моря (настоящая работа), на юге Англии в низах свиты Лондонской глины (настоящая работа), в Бельгийском бассейне (De Coninck, 1991), она соответствует интервалу подзоны Dба шкалы немецкого сектора Северного моря (Köthe, 2012) и подзоне E2a шкалы Северного моря. Согласно Vandenberghe et al. (2012), возраст зоны *Ax. lunare*/*S. meckelfeldense* – ранний ипр (ипр s.s., ~54.8-53.4 млн. лет).

6.8.2. Уточненный вариант диноцистовой шкалы для Дьеппского бассейна

Нижнетанетские отложения свиты Шалон-сюр-Вель (Châlons-sur-Vesles), пачки Дьеппских Песков (Dieppe Sand), отнесенные к интервалу зоны NP8 (Aubry et al., 2005), до настоящего момента не выявили диноцистовых комплексов, поэтому остается нерешенным вопрос возможности установления в этом бассейне диноцистовой зоны *Alisocysta margarita*.

1. Зона *Apectodinium hyperacanthum*

Основание зоны проводится по первому появлению *Apectodinium homomorphum*. Верхняя граница проводится по первому проявлению экстремального акме *Apectodinium*.

В низах зоны появляются виды *Apectodinium quinquelatum*, *A. summissum*, *A. parvum*; внутри интервала появляются *A. paniculatum*, *A. follicum*, *A. hyperacanthum*.

Зона установлена в Дьеппском бассейне в свите Брашё в скважине Съеж-Мадам (пачка Песков Криеля и часть пачки Съеж-Мадам; интервал обр. SMA 1-38-SMA 2-7-76) (Iakovleva et al., сдана).

Калибровки: интервал зоны *Apectodinium hyperacanthum* соответствует интервалу наннопланктонной зоны NP9 (Sturbaut, 1998).

Зона *Apectodinium hyperacanthum* соответствует одноименной зоне на юге Англии (Powell et al., 1996), а также одноименной зоне из компиляционной западноевропейской шкалы (Powell, 1992), интервалу зоны Viborg-5 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985), зоне Pба шкалы Северного

моря (Vujak, Mudge, 1994). Возрастной интервал соответствует позднему танету (~56.5-55.8 млн. лет).

2. Зона *Apectodinium extreme-acme* (экстремального акме *Apectodinium*)

Основание зоны: первое проявление экстремального акме *Apectodinium* (80-100%). Верхняя граница проводится по последнему проявлению акме *Apectodinium*.

В основании зоны, как и в Парижском бассейне, появляются представители вида *Apectodinium parvum*, отличающиеся от типичных форм бóльшими размерами цисты и более развитыми апикальным, латеральными и антапикальными рогами. Внутри интервала появляются виды *Axiodinium sparnacium*, *Epelidinium brinkhuisii*, *Epelidinium normandiense*, *Petalodinium lenisium*, *Stichodinium elegantulum*, *Stichodinium galliciense*, *Stichodinium prostimus*, *Valldodinium heilmannii*, *Valldodinium* sp. A, *Wilsonidium modicum*. В основании и внутри интервала зоны часто наблюдаются экстремальные акме групп *Kenleyia* (до 100%) и *Lingulodinium*, а также таксонов неясного систематического положения *Gonyalacoid* A, *Gonyaulacoid* B, *Gonyalacoid* C.

Местоположение стратотипа: пачки Айи и Кракелан, свита Суассоннэ (интервал обр. SN26-93CR4), разрез Кап Дайи, Верхняя Нормандия (Iakovleva et al., сдана).

Зона установлена также внутри верхов свиты Мортемер (пачка Съеж-Мадам) и свиты Суассоннэ (пачки SAOM, Соттвиль, Кракелан) в скважинах Съеж-Мадам и Соттвиль-сюр-Мер (пачки Фар Дайи и Кракелан), в разрезе Вастериваль (пачки Фар Дайи и SAOM), внутри свиты Суассоннэ в разрезах Блан Пати (пачка SAOM) и Криель (пачка SAOM).

Калибровки: Согласно изотопным данным, полученным для разрезов Соотвиль-сюр-Мер, Айи, Кап Дайи, Блан Пати, Криель и Съеж-Мадам, основание зоны экстремального акме *Apectodinium* совпадает с началом глобального события изотопной аномалии углерода (CIE), ассоциирующегося с геологически коротким событием ПЕТМ (~55.8-55.6 млн. лет). Верхняя граница зоны совпадает с окончанием события CIE.

Установленная в Дьепском бассейне зона экстремального акме *Apectodinium* приблизительно соответствует интервалу зоны *Apectodinium augustum* на юге Англии и на севере Бельгии (Sturbaut et al., 2003), зоны Viborg-6 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985), подзоне P6b шкалы Северного моря (Vujak, Mudge, 1994). Возрастной интервал соответствует части инициального эоцена (~55.8-55.6 млн. лет).

3. Зона *Dracodinium astra*

Основание зоны проводится по первому появлению *Dracodinium astra*. Верхняя граница устанавливается по первому появлению видов *Axiodinium lunare* и *Stenodinium meckelfeldense*.

В основании зоны появляется вид *Dracodinium lobiscum*.

Зона выявлена в Дьеппском бассейне внутри пачки Рыжеватых Песков (Sables Fauves) свиты Варанжвиль в разрезе Кап Дайи и скважине Съеж-Мадам (стратотип: интервал обр. SMA 2-36-SMA 2-21) (Iakovleva et al., сдана).

Калибровки: интервал зоны *Dr. astra* соответствует части наннопланктонной зоны NP10.

Возраст зоны *Dr. astra* – часть инициального ипра (ипр s.s., ~55.0-54.8 Ma).

4. Зона *Axiodinium lunare*/*Stenodinium meckelfeldense*

Основание зоны: первые появления видов *Axiodinium lunare* и *Stenodinium meckelfeldense*. Верхняя граница проводится по первому появлению *Dracodinium simile*.

Внутри зоны последовательно появляются виды *Deflandrea phosphoritica*, *Sophismatia crassoramosa* (акме), *Sophismatia tenuivirgula*, *Axiodinium* aff. *prearticulatum*-group, *Heteraulacacysta everriculata*.

Зона установлена в пачке Глин и Песков свиты Варанжвиль в скважине Съеж-Мадам (стратотип: интервал SMA 2-18-SMA2-8) (Iakovleva et al., сдана) и в разрезе Кап Дайи.

Калибровки: интервал зоны *Ax. lunare*/*S. meckelfeldense* соответствует части наннопланктонной зоны NP10.

Возраст зоны *Ax. lunare*/*S. meckelfeldense* – ранний ипр (ипр s.s., ~54.8-53.4 Ma).

6.9. Обсуждение результатов и выводы

На основе проведенных палинологических исследований на севере Франции и в сопредельных областях, представляется возможным сделать следующие выводы:

Согласно полученным диноцистовым данным, нижнетанетские отложения (глауконитовые пески) выявлены в целом ряде опорных разрезов на севере Франции (Рис. 6.83). Большая часть свиты Шалон-сюр-Вель в Парижском бассейне соответствует интервалу диноцистовой зоны *Alisocysta margarita* и четко сопоставляется с отложениями свиты Танетских Песков на юге Англии, пачек «Туфа» Визерн и Гранглиз в переходной зоне от Парижского к Бельгийскому бассейну, а также свиты Буа-Жиль на юге Бельгийского бассейна. Такое широкое распространение нижнетанетских отложений от Лондонского до Парижского и Бельгийского бассейнов отражает крупный трансгрессивный этап в развитии Североморского палеобассейна после длительного этапа регрессии в течение всего зеландия.

Верхнетанетские отложения, включающие комплекс диноцист, отвечающий зоне *Arctodinium hyperacanthum*, еще шире распространены в Парижском и Дьеппском бассейнах

(верхи свиты Шалон-сюр-Вель, свита Брашё, низы свиты Мортемер, Рис. 6.84), а также в переходной зоне к Бельгийскому бассейну (пачка Вертен свиты Энно-Валенсьенн) и на юге Англии (верхи свиты Танетских Песков, свита Апнор), что указывает на новый мощный трансгрессивный этап в позднем танете, наблюдающийся и в других регионах Евразии: в восточном Пери-Тетисе и Западной Сибири.

Согласно результатам новых комплексных (хемо-, лито-, биостратиграфических) исследований, событие изотопной аномалии углерода (СIE), ассоциирующееся с ПЕТМ, начинается внутри свиты Мортемер континентально-прибрежного генезиса и продолжается до конца лагунно-морской свиты Суассоннэ. Внутри интервала события СIE значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от -25 до -30‰, тогда как выше и ниже – от -22 до -24‰. В разрезах с лагунно-прибрежными фациями интервал СIE характеризуется комплексами диноцист с экстремальным акме (70-98%) *Apectodinium*. Свита Мортемер, чаще всего представленная карбонат-содержащими континентальными отложениями, очень редко оказывается подходящей для выявления количественно представительных комплексов диноцист. Однако, данные из разреза скважины Тердонн указывают на то, что экстремальное акме *Apectodinium* практически совпадает с началом интервала изотопной аномалии внутри свиты Мортемер.

Свита Суассоннэ (также соответствующая интервалу СIE), сложена глинами, алевролитами и лигнитами и характеризуется диноцистовыми комплексами с исключительным доминированием *Apectodinium* (Рис. 6.85). Следует, однако, отметить, что, если в Парижском бассейне свита Суассоннэ характеризуется исключительно акме *Apectodinium* (как, например, в скв. Сансени), то диноцистовые комплексы из Дьепского бассейна (утёс Кап Дайи и скв. Съеж-Мадам) выявили чередование экстремального акме *Apectodinium* (предположительно гетеротрофных динофлагеллат) и экстремальных акме автотрофных *Kenleyia*-группы и *Gonyaulacoid* A и *Gonyaulacoid* C неясного систематического положения в низах свиты Суассоннэ. Этот факт подтверждается и данными автора из свиты Вулвич на юге Англии (скв. Лондон Джубили Лайн 404Т), где наблюдается не только экстремальное акме *Apectodinium*, но и акме *Gonyaulacoid* A (35%). Такое чередование почти моновидовых комплексов диноцист может указывать на значительные изменения в наличии питательных веществ и может означать исключительно специфичные обстановки в течение т.н. спарнакского времени в Дьепп-Хэмпширском бассейне.

Верхняя часть т.н. спарнакских отложений в Дьепском бассейне (пачка Кракелан) характеризуется относительным увеличением разнообразия диноцистовых комплексов (увеличение доли групп *Spiniferites* и *Areoligera*), что может указывать на относительное повышение уровня моря в конце ПЕТМ.

Как уже отмечалось в 70-ые годы К. Каванетто (Cavagnetto, 1976с), что также подтверждается данными на юге Англии (Powell et al., 1996), в комплексах ПЕТМ в Дьепп-Хэмпширском и Парижском бассейнах отсутствует вид-индекс *Axiodinium augustum* (кроме отдельных экземпляров проблемной ориентации в препаратах на севере Франции по материалам автора), зато в больших количествах представлен вид *Apectodinium parvum*, чей морфотип здесь отличается от типового гораздо более развитыми рогами (Фототаблица 9). Скорее всего он является видом, экологически замещающим более оффшорный *Axiodinium augustum* в более мелководных местообитаниях.

Верхняя часть отложений интервала ПЕТМ (Пачка Кракелан в Дьеппском бассейне, пачка Вобан в Парижском бассейне) характеризуется появлением целого ряда новых видов подсемейства *Wetzeliielloideae*, описанных в Главе 3 и обсуждаемых в Главе 8.

До недавнего времени считалось (Aubry et al., 2005), что в Парижском и Дьеппском бассейнах не выявлены отложения, соответствующие интервалу западноевропейской зоны *Glaphyrocysta ordinata/Deflandrea oebisfeldensis*, известной в южной Англии в свите Харвич и в Североморском бассейне, что предполагало наличие стратиграфического перерыва внутри базального эоцена. Основываясь на новых палинологических данных, можно отметить, что самая нижняя пачка свиты Мон-Нотр-Дам (пачка Сансени) в Парижском бассейне содержит очень характерный диноцистовый комплекс, отличающийся акме *Biconidinium longissimum* и по-прежнему обильным (до 50%) *Apectodinium*. Событие *Biconidinium longissimum*-акме неизвестно в соседних Бельгийском, Хэмпширском и Лондонском бассейнах и, возможно, отражает локальные и крайне специфичные обстановки в течение этого времени в Парижском бассейне. Можно утверждать, что интервал установленной в настоящей работе зоны *Biconidinium longissimum*-акме соответствует интервалу зоны *Glaphyrocysta ordinata/Deflandrea oebisfeldensis* базального эоцена. Можно отметить, что на юге Англии комплексы диноцист уровня зоны *Glaphyrocysta ordinata/Deflandrea oebisfeldensis*, выявленные в разных местоположениях в отложениях свиты Харвич имеют зачастую существенные отличия даже на небольшом удалении разрезов друг от друга. Так, комплексы диноцист из нижней пачки (Орвелл) свиты Харвич характеризуются обедненными ассоциациями с доминированием *Spiniferites*, *Lingulodinium*, *Apectodinium* (карьер Хол Фарм; скв. 81/46А), а в отдельных случаях (скв. Шотли Гейт) акме *Paleotetradinium minusculum* (60%). В свою очередь верхняя пачка (Врабнесс) либо характеризуется по-прежнему обедненными ассоциациями, в которых *D. oebisfeldensis* составляет до 15% (скв. Шотли Гейт), либо (карьер Хол Фарм) отличается акме *D. oebisfeldensis* (70-40%). Что касается Дьеппского бассейна, то следует отметить, что нижняя часть свиты Варанжвиль представлена пачкой Рыжеватых Песков, нижняя половина которой не содержит диноцист. Тем не менее, можно

предположить, что нижняя часть Рыжеватых Песков (до уровня LO *Dracodinium astra*) является стратиграфическим эквивалентом пачки Сансени свиты Мон-Нотр-Дам в Парижском бассейне.

Перекрывающие отложения в Парижском (пачка Песков Лан), Дьепском (пачка Глин и Песков) и Лондонском (свита Лондонская глина) бассейнах характеризуются появлением вида *Dracodinium astra*, что указывает на раннеипрский возраст sensu stricto. Следом в разрезе наблюдается последовательное появление более молодых ипрских ключевых таксонов (*Axiodinium lunare*, *Stenodinium meckelfeldense*, *Sophismatia crassoramosa*, *Sophismatia tenuivirgula*, *Dracodinium simile*, *Dracodinium varielongitudum*, *Charlesdowniea coleothrypta*).

Таким образом, в результате проведенных исследований предложен новый, детализированный вариант верхнепалеоценового-нижнеипрского интервала зональной диноцистовой шкалы для Дьепского и Парижского бассейнов, он содержит 6 биостратонов в ранге зон. На основании комплексных био-, хемо- и литостратиграфических исследований высокой степени разрешаемости выявлены особенности комплексов диноцист из т.н. спарнакских отложений: в интервале ПЕТМ комплексы диноцист характеризуются экстремальным акме *Apectodinium*, иногда чередующимся с такими же акме отдельных гониаулакоидных диноцист. Установление новой зоны *Viconidinium longissimum*-акме доказывает отсутствие предполагавшегося ранее крупного стратиграфического перерыва внутри инициально-эоценовых отложений в Парижском бассейне.

Глава 7. Межрегиональные корреляции эоценовых диноцистовых событий

Изучение диноцист из отложений танета-низов ипра Северного Казахстана (карьер Соколовский; Iakovleva et al., 2001) указало возможность распознавания в восточном Пери-Тетисе диноцистовых зон шкалы Северного моря (зоны P5a, P5b, P6a, P6b, E2a) и, соответственно, продемонстрировало существенный потенциал для детальных стратиграфических корреляций между палеобассейном Северного моря и Пери-Тетисом.

Для того, чтобы еще в большей степени подтвердить возможность корреляций между эоценовыми последовательностями палеобассейна Северного моря и Пери-Тетиса, ниже предлагается прямое сравнение серии ключевых раннеэоценовых диноцистовых событий из опорных разрезов Актулагай в Казахстане (Пери-Тетис) и Альбекхью в Дании (Albækhoved, бывший бассейн Северного моря) (Рис. 7.1, 7.2) (Iakovleva, Heilmann-Clausen, подготовлена), а также скважины BGS 81/46A центрального сектора Северного моря (Глава 6).

Основываясь на калибровках первого порядка с наннопланктоном, диноцистовые корреляции для этих разрезов заключаются в следующих пунктах:

(1) Диноцистовые комплексы с частым присутствием *Deflandrea oebisfeldensis* характеризуют ранний эоцен в северных средних и высоких широтах (Heilmann-Clausen, 1985; Mudge, Vujak, 1996). В разрезах Актулагай и Альбекхью комплексы со стратиграфически последним достаточно существенным количеством *D. oebisfeldensis* указывают на ранний эоценовый возраст (часть NP10). И в Казахстане, и в Дании этот интервал отделяется от перекрывающих отложений литологическим несогласием и стратиграфическим перерывом. С точки зрения диноцистовой стратиграфии, эти несогласие и перерыв соответствуют интервалу диноцистовой зоны *Dracodinium astra* и могут указывать на достаточно синхронное изменение уровня моря, соответствующее важной границе последовательностей в обоих регионах. Помимо разреза Актулагай, на территории восточного Пери-Тетиса это явление можно проследить в разрезах южного Зауралья, северного Тургая и северного Прикаспия (Васильева, 2000; Iakovleva et al., 2001; Васильева, Мусатов, 2010; Васильева, Левина, 2010), а также и в Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013). Что касается скважины BGS 81/46A, то она вскрывает отложения из более глубоководной части палеобассейна Северного моря, нежели разрез Альбекхью, поэтому здесь установлен интервал зоны *Dracodinium astra* (это же верно и для разреза Хеу из более глубоководной части Пери-Тетиса). Однако, на этом уровне в скв. 81/46A наблюдается существенный привнос континентальных палиноморф, что указывает на понижение уровня моря и приближение береговой линии, хорошо согласующееся с общим регрессивным этапом этой части начала ипра, более заметным в разрезах с мелководными фациями.

(2) Начиная с зональных шкал Costa, Downie (1976) и Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto (1978), первое появление *Dracodinium simile* указывает на раннеипрский возраст отложений в северных средних широтах. Позднее, многие авторы использовали LO *Dr. simile* либо для выявления зоны *Dr. simile* (De Coninck, 1991; Андреева-Григорович, 1991), либо в качестве ключевого таксона внутри других зон: (1) внутри зоны *Deflandrea phosphoritica* (LC-1) в свите Лондонской глины на юге Англии (Vujak et al., 1980), либо (2) внутри подзоны D7a (интервал между LOs *Dracodinium solidum* и *Dracodinium varielongitudum*) в Северо-западной Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989). В разрезе Актулагай *Dr. simile* выявлен с уровня чуть ниже LO наннопланктона *I. obscurus*. В разрезе скв. 81/46А *Dr. simile* выявлен с уровня середины зоны NP11.

(3) Первое появление вида *Eatonicysta ursulae* было установлено в основании зоны LC-2 Vujak et al. (1980) в Лондонской глине на юге Англии, внутри наннопланктонной зоны NP11 и внутри диноцистовой подзоны D7a Северо-западной Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989). В Бельгии Де Конинк (De Coninck, 1999) отмечал LO *E. ursulae* в переходе между Orchies Member и Roubaix Member в опорной скважине Kallo. В разрезе Альбекхью *E. ursulae* появляется сразу перед LO наннопланктона *Chiphragmalithus calathus* (чуть выше кровли Knudshoved Member), указывая на то, что в бассейне Северного моря LO *E. ursulae* находится всегда между NO *Discoaster multiradiatus* и LO *Ch. calathus*. В Актулагае LO *E. ursulae* выявлено чуть выше LO *C. calathus* (середина NP11), что может быть связано с погрешностью отбора образцов.

(4) Первое появление *Dracodinium varielongitudum*, определяет основание одноименной зоны в северных средних и высоких широтах (Бельгия, юг бывшего СССР, Западная Сибирь) (De Coninck, 1991; Андреева-Григорович, 1991; Яковлева, Александрова, 2013; настоящая работа, Главы 4-5), а также основание зоны D7b в Северо-Западной Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989). Согласно Vujak et al. (1980), зона *Dr. varielongitudum* является вероятным аналогом зоны *Membranolarnacia ursulae* (LC-2), хотя точная позиция первого появления *Dr. varielongitudum* в Лондонской Глине не совсем ясна. В разрезах Альбекхью и Актулагай LO *Dr. varielongitudum* выявлено близко к основанию зоны NP12. В разрезе скв. 81/46А LO *Dr. varielongitudum* отмечается ближе к концу зоны NP11.

(5) В целом, первое появление вида *Charlesdowniea coleothrypta* указывает на среднеипрский возраст (середина NP12) в северных средних и высоких широтах и определяет основание зоны *Charlesdowniea coleothrypta* в Дании (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), Пери-Тетисе (Глава 5) и Западной Сибири (Глава 4). И в разрезе Альбекхью, и в разрезе Актулагай первое появление *Ch. coleothrypta* выявлено внутри средней части зоны NP12, при этом в разрезе Альбекхью оно отмечено между NO *Pontosphaera exilis* и LO *Helicosphaera seminulum*, а разрезе Актулагай LO

Ch. coleothrypta – чуть ниже НО *Pontosphaera exilis*. В разрезе скв. 81/46А LO *Ch. coleothrypta* установлено в нижней половине зоны NP12.

Здесь интересно отметить синхронность первого появления вида *Petalodinium condylos* в палеобассейне Северного моря и Пери-Тетисе: и в Актулагае, и в Альбекхью оно отмечено буквально чуть выше LO *Chiphragmalithus barbatus* и совпадает с НО *Pontosphaera exilis*.

(6) Согласно Вужак et al. (1980), первое появление *Rhadinodinium politum* было установлено в Лондонской глине внутри зоны *Kisselevia reticulata* на одном уровне с *Ch. coleothrypta*. Позднее, LO *Rhadinodinium politum* было установлено выше LO *Ch. coleothrypta* в Северо-Западной Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), а сейчас и в Западной Сибири, Пери-Тетисе, и в бассейне Северного моря (скв. 81/46А) (настоящая работа). Согласно данным из разрезов Альбекхью и Актулагай, LO *Rhadinodinium politum* является изохронным в Дании и Казахстане: оно выявлено буквально над LO *Ch. coleothrypta* и близко к LO наннопланктона *H. seminulum*.

(7) Первое появление вида *Ochetodinium romanum* указывает на среднеипрский возраст в классических ипрских разрезах Бельгии (De Coninck, 1991), находится после LO *Ch. coleothrypta* и определяет основание зоны *Ochetodinium romanum*. Первое появление *Och. romanum* также определяет основание зоны *Och. romanum/S. chlamydophora* в Западной Сибири и восточном Пери-Тетисе (настоящая работа), которая, как уже было сказано выше, характеризуется последовательными LOs *Och. romanum*, *Piladinium columna* и *S. chlamydophora*. Изучение диноцист в разрезах Альбекхью и Актулагай подтверждает, что первое появление *Och. romanum* находится стратиграфически выше первых появлений *Ch. coleothrypta* и *Rh. politum*. В разрезе Альбекхью LO *Och. romanum* совпадает с LO *H. seminulum*, а в разрезе Актулагай *Och. romanum* появляется на уровне первого появления *Microcantholithus mirabilis* одновременно с первым появлением *S. chlamydophora*, что указывает на стратиграфический хиатус внутри Толщи В1 в Актулагае. В скв. 81/46А LOs *Och. romanum*, *P. columna* и *S. chlamydophora* выявлены на одном уровне, что, скорее всего, связано с недостаточно детальным отбором образцов, нежели скрытым перерывом.

(8) В целом, первое появление вида *Samlandia chlamydophora* указывает на среднеипрский возраст в Северо-Западной Европе (Вужак et al., 1980; De Coninck, 1991). В разрезе Альбекхью LO *S. chlamydophora* выявлено выше НО *M. mirabilis* и ниже LO *Discoaster cruciformis*. В разрезе Актулагай *S. chlamydophora* впервые появляется на одном уровне с LO *D. cruciformis*, что, возможно, указывает на стратиграфический хиатус внутри Толщи В2.

(9) Первое появление вида *Areosphaeridium diktyoplokum* определяет основание зоны *Ar. diktyoplokum* в Дании (Heilmann-Clausen, 1988), Западной Сибири (Глава 4), восточном Пери-Тетисе (Глава 5) и южном Тургае (Васильева, 2014а), а также основание подзоны D9а в юго-

восточной части бассейна Северного моря (Köthe, 2012). Вид *Ar. diktyoplokum* появляется внутри зоны *Pentadinium laticinctum* (B-2, Bracklesham Beds) в южной Англии (Vujak et al., 1980). В бассейне Северного моря начало диапазона *Ar. diktyoplokum* было косвенно скалибровано с границей зон NP12/NP13 (Mudge, Vujak, 1996). По новым данным из скв. 81/46А (настоящая работа), в бассейне Северного моря LO *Ar. diktyoplokum* выявлено в низах зоны NP13. В разрезах Альбекхью и Актулагай, а также в разрезе Хеу LO *Ar. diktyoplokum* прямо скалибровано с самыми верхами зоны NP12, очень близко к границе NP12/NP13 (~10 см ниже границы NP12/NP13), что указывает на особую стратиграфическую важность этого диноцистового события, распознающегося в различных регионах Евразии.

(10) В обоих рассматриваемых регионах (Альбекхью и Актулагай) первые появления *Hystrichosphaeropsis* cf. *costae* и *Dracodinium?* *brevicornutum* соответствуют интервалу зоны NP13. В Актулагае и в разрезе скв. 81/46А LO *Hystrichosphaeropsis* cf. *costae* предшествует LO *Dracodinium?* *brevicornutum*, тогда как в разрезе Альбекхью эти события одновременны, что свидетельствует о более сокращенном (или сжатом) разрезе в Дании.

(11) Акме *Eatonicysta ursulae*, выявленное в толагайсорской свите разреза Актулагай, является широко известным фактом и может представлять собой важное стратиграфическое событие. Существенное акме *E. ursulae* было ранее выявлено в Дании (верхи Røsnæs Clay Formation-нижняя часть Lillebælt Clay Formation, Nielsen, Heilmann-Clausen, 1986) и Северо-Западной Германии (между LO *Ar. diktyoplokum* и НО *E. ursulae*; Heilmann-Clausen, Costa, 1989). В бассейне Северного моря Мадж и Бужак (Mudge, Vujak, 1996) установили подзону *E. ursulae*-акме (ЕЗс) и косвенно скалибровали ее с верхней частью NP13-NP14. Прямая калибровка с наннопланктоном в разрезе Актулагай указывает на то, что интервал акме *Eatonicysta ursulae* соответствует интервалу зоны NP13. В разрезе скв. 81/46А в интервале зоны NP13 акме *E. ursulae*, схожее по величине с выявленными в разрезах Актулагай и Альбекхью, не обнаружено, однако на этом же стратиграфическом уровне установлен пик в содержании этого вида до 10%. Вполне возможно, что это увеличение доли *E. ursulae* синхронно с акме *Eatonicysta ursulae*, однако, в силу фациальных отличий (разрез скв. 86/46А сложен более глубоководными отложениями) проявлено в гораздо меньших значениях.

(12) Согласно предыдущим исследованиям (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), виды *Duosphaeridium nudum* и *Hystrichosphaeropsis costae* появляются чуть раньше вида *Dracodinium eocaenicum*, ясно указывая на терминальноипрский возраст. В разрезе Альбекхью LO *D. nudum* предшествует LOs *H. costae* и *Dr. eocaenicum*, которые выявлены там на одном уровне, тогда как в Актулагае LOs *D. nudum* и *H. costae* предшествуют LO *Dr. eocaenicum*. Сравнивая этот интервал

в Альбекхью и Актулагае, можно прийти к выводу о том, что эта часть разреза Альбекхью может быть более сокращенной.

(13) Первое появление *Dracodinium eosaenicum* представляет собой стратиграфически важное событие. Согласно De Coninck (1977, 1981, 1991), LO *Dr. eosaenicum* характеризует собой переход от ипра к лютету в классических бельгийских разрезах. В бассейне Северного моря Мадж и Бужак (Mudge, Vujak, 1996) установили субзону *Dracodinium pachydermum* (= *Dr. eosaenicum*) (E4a) и косвенно скалибровали последнее появление *Dr. eosaenicum* с верхами NP14. В Дании LO *Dr. eosaenicum*, возможно, охватывает границу ипра-лютета (Schnetler, Heilmann-Clausen, 2011). Согласно комплексным диноцистовым и палеомагнитным данным Firth et al. (2012), LO *Dr. eosaenicum* в Лабрадорском море датируется между 50.0 и 49.2 млн. лет (терминальный ипр). Прямая калибровка диноцист и наннопланктона в разрезе Актулагай подтверждает, что первое появление *Dr. eosaenicum* приходится на начало зоны NP14, указывая, тем самым, на терминальноипрский возраст (Vandenberghe et al., 2012).

Таким образом, проведенные межрегиональные корреляции указывают на то, что, хотя стратиграфическое распространение видов диноцист редко синхронно по всему миру в силу палеоклиматического контроля над их распределением, а также скорости миграций из первичного центра (с наибольшими отличиями между Северным и Южным полушариями), тем не менее, целый ряд раннеэоценовых диноцистовых событий оказывается достаточно одновременным для высоких и средних палеоширот. Эта синхронность, скорее всего, отражает тренд общего раннеэоценового климатического оптимума с менее выраженными температурными градиентами. Приведенный пример корреляции разрезов Актулагай, Альбекхью и скв. 81/46А демонстрирует хороший потенциал применения диноцистового анализа для биостратиграфических корреляций высокой степени разрешаемости между удаленными регионами западной Евразии.

На рис. 7.3 представлено сопоставление разработанных в настоящей работе зональных диноцистовых шкал для Западной Сибири, восточного Пери-Тетиса и юго-восточной оконечности палеобассейна Северного моря. Следует отметить, что наблюдается очень схожая последовательность позднепалеоценовых диноцистовых событий между палеобассейнами Западной Сибири и Северного моря (север Франции и юг Англии): LOs *Deflandrea oebisfeldensis*, *Deflandrea denticulata*, *Alisocysta* sp. 2 sensu Heilmann-Clausen, *Apectodinium homomorphum*, *A. parvum*, *A. summissum*, *A. parvum*, *A. paniculatum*, *A. hyperacanthum*. Можно отметить, что в палеобассейне Северного моря указанная последовательность появления ключевых видов диноцист известна из Бельгийского и Датского бассейнов, британского и немецкого секторов

Северного моря. Как уже отмечено выше, целая серия последовательных, достаточно изохронных раннеэоценовых диноцистовых событий (датумов) прослежена между бассейнами Западной Сибири, Печорской впадины, восточного Пери-Тетиса и палеобассейна Северного моря: LOs *Axiodinium augustum*, *Dracodinium astra*, *Dracodinium lobiscum*, *Stenodinium meckelfeldense*, *Axiodinium lunare*, *Deflandrea phosphoritica*, *Dracodinium simile*, *Eatonicysta ursulae*, *Dracodinium varielongitudum*, *Charlesdownia coleothrypta*, *Petalodinium politum*, *Ochetodinium romanum*, *Piladinium columna*, *Samlandia chlamydophora*, *Areosphaeridium diktyoplokum*, *Areosphaeridium michoudii*, *Duosphaeridium nudum*, *Hystrichosphaeropsis costae*, *Dracodinium eocaenicum*. Исходя из полученных данных, а также с учетом опубликованных ранее зональных диноцистовых шкал Западной Европы (Рис. В.1, В.2; King, 2016), наблюдается достаточно идентичная последовательность раннеэоценовых диноцистовых зон в палеобассейне Северного моря, Пери-Тетисе и Западной Сибири, что свидетельствует о потенциале создания стандартной диноцистовой шкалы для средних-высоких широт западной Евразии как минимум для нижнего эоцена.

Что касается среднего и верхнего эоцена, то здесь, в силу хотя и медленного, но постепенного изменения климата в сторону похолодания, а также усложнения коммуникационных связей между различными морскими бассейнами и определенной изоляцией некоторых из них (например, Западно-Сибирского бассейна: его отчленением от Арктического бассейна и сообщением с Пери-Тетисом через узкий Тургайский пролив), последовательность диноцистовых событий начинает определенным образом отличаться от бассейна к бассейну. Тем не менее, можно отметить целый ряд диноцистовых событий, которые наблюдаются в достаточно схожем порядке в различных бассейнах, это LOs *Enneadocysta arcuata*, *Wetzelilla ovalis*, *Costacysta bucina*, *Vallodinium? echinosuturatum*, *Cordopshaeridium cantharellus*, *Enneadocysta pectiniformis*, *Charlesdownia? rotundata*, *Heteraulacacysta porosa*, *Petalodinium rhomboideum*, *Homotryblium floripes*, *Thalassiphora fenestrata*, *Rhombodinium porosum*, *Lentinia serrata*, *Wetzelilla simplex*, *Reticulosphaera actinocoronata*, *Rhombodinium perforatum*, *Talladinium? angulosum*, *Thalassiphora reticulata*. Соответственно, такие зоны как *E. arcuata*, *Rh. draco*, *Rh. porosum*, *Rh. perforatum*, *Th. reticulata* установлены как в различных частях палеобассейна Северного моря, так и на территории бывшего СССР. Следует отметить, что, в сравнении с нижним эоценом, средне-верхнеэоценовый интервал является глобально гораздо менее изученным с точки зрения современной детальной диноцистовой стратиграфии. Для проведения прямых межрегиональных корреляций диноцистовых событий в этом интервале по-прежнему не хватает достаточного количества разрезов одного и того же стратиграфического интервала, изученных со схожей степенью детальности как в палеобассейне Северного моря, так и в

восточном Пери-Тетисе. Поиск, изучение и сопоставление таких разрезов должны явиться приоритетом для дальнейших исследований эоценовых диноцист в западной Евразии.

Глава 8. Палеоцен-Эоценовый Термический Максимум и его влияние на динофлагеллаты

Большая часть позднего палеоцена и эоцен характеризуются экстремально парниковыми климатами (Zachos et al., 2008). Вероятнее всего, в это время отсутствовали перманентные ледниковые шапки в районе полюсов. Средне- и высокоширотные районы характеризовались в этот период умеренными и субтропическими климатами (Vijl et al., 2009). В интервале от ~60 до 50 млн. лет назад температуры глубинных вод в океанах постепенно повысились на ~8°C, максимально увеличившись на 15°C в течение Ранне-Эоценового Климатического Оптимума (ЕЕСО; Zachos et al., 2008).

Наиболее теплым интервалом в течение последних 66 млн. лет явился ранний эоцен, который отмечен находками субтропической и тропической биоты: пальмами, мангровыми лесами, крокодилами во многих средне- и высокоширотных местообитаниях, что, по сути, является доказательством принципиальной особенности парниковых климатов, когда потепление сильнее сказывается в средних и высоких широтах (Huber, Caballero, 2011).

Интервал от 56 до 50 млн. лет назад дополнительно характеризуется несколькими временными (10-200.000 лет) пертурбациями в цикле углерода. Эти короткие теплые события, которые накладывались на 7 миллионнолетний период последовательного потепления, называются гипертермальными событиями (Thomas et al., 2000). В основном, гипертермальные события маркируют фазы быстрого потепления, ассоциирующегося с глобальным падением в составе стабильных изотопов углерода в результате быстрого привноса углерода (в виде CO₂ или CH₄) из резервуаров (например, подводных газовых гидратов), которые обычно не участвуют в глобальном круговороте углерода (Dickens et al., 1997).

Палеоцен-Эоценовый Термический Максимум (ПЕТМ: Kennet, Stott, 1991; Zachos et al., 2001, 2003, 2005) представляет собой геологически короткое (порядка 170.000 лет; Röhl et al., 2007) аномальное гипертермальное событие, произошедшее ~55.8 млн. лет назад (Westerhold et al., 2009), в течение которого морские поверхностные воды нагрелись с 27-29°C до 35°C (Sluijs et al., 2014). ПЕТМ ассоциируется с масштабной отрицательной аномалией изотопов углерода (CIE – Carbon Isotope Excursion) (от 2.5 до 6‰; Kennett, Stott, 1991), зафиксированной в морских и континентальных отложениях. В настоящее время по-прежнему не до конца ясна причина глобального вброса обедненного изотопами углерода C¹³, тем не менее этот массивный привнос углерода в систему океан-атмосфера объясняется либо результатом быстрого разложения подводных газовых гидратов (Dickens et al., 1997), либо существенным окислением континентального органического углерода (Kurtz et al., 2003), или же вбросом пирогенного

метана (Svensen et al., 2004, 2010). Можно отметить, что ПЕТМ дополнительно выделяется среди других гипертермальных событий своей длительностью и структурой события (Cramer et al., 2003). Начало СІЕ длилось несколько тысячелетий, затем последовала т.н. основная часть (“body”), представляющая собой устойчивый период длительностью ~70 тысяч лет и т.н. восстановление предыдущих значений, которое длилось ~100 тысяч лет (Röhl et al., 2007).

Событие ПЕТМ ассоциируется с глобальными биотическими событиями, такими как резкое вымирание бентосных фораминифер (Thomas, 1998, 2007), первое распространение и быстрая миграция приматов из Азии в Европу и Северную Америку (Gingerich, 2003; Smith et al., 2006). Среди планктонных протистов в течение ПЕТМ появились и быстро распространились в Атлантический и Тетический океаны короткоживущие виды асимметричных дискоастров и ромбоастров (Kahn, Aubry, 2004). В это же время появились короткоживущие, с атипичной морфологией диатомовые (Oreshkina, Radionova, 2014).

Одним из наиболее существенных событий среди планктонных групп в течение ПЕТМ было глобальное массовое распространение и миграция из низких в высокие широты динофлагеллат рода *Apectodinium* из подсемейства *Wetzelielloideae* (Crouch et al., 2001; Sluijs et al., 2006, 2007a). Согласно опубликованным данным, ветзелиеллоидный вид *Axiodinium* (= *Apectodinium*) *augustum* возник буквально перед самым началом (~ на 4 тыс. лет раньше) события ПЕТМ, в этот же момент впервые проявилось акме *Apectodinium* (Sluijs et al., 2007a, 2011; Eldrett et al., 2014).

8.1. Особенности комплексов диноцист внутри ПЕТМ

К настоящему моменту времени в мире известно порядка 15 наиболее детально изученных разрезов с геохимически (СІЕ-событие) выявленным интервалом ПЕТМ и скалиброванными с ним диноцистовыми данными. Прежде всего это скважины ACEX на хребте Ломоносова (Sluijs et al., 2008a, 2009), разрез на острове Шпицберген (Harding et al., 2011), скважины ODP Site 642E (Abdelmalak et al., 2016) и 22A04/01 (Eldrett et al., 2014) в бассейне Северного моря, скважины Woensdrecht в Нидерландах (Sluijs et al., 2008b), скважины Doel и Kallo на севере Бельгии (Steurbaut et al., 2003), скважины Wilson Lake и Bass River, штат Нью-Джерси, Атлантическое побережье США (Sluijs et al., 2007b), скважины Harell в Мексиканском заливе (Sluijs et al., 2014), разрез Антеринг (Anthering) в Австрии (Egger et al., 2000), скважина ODP Site 969D на побережье Кот-Дивуар (Frieling, 2016), карьер Сагаму и скважина Паро-10А в Нигерии (Frieling, 2016), разрез Тавануи (Tawanui) в Новой Зеландии (Crouch, Brinkhuis, 2005), скважина IODP Site 1172 на Южном Тасманийском Плато (Sluijs et al., 2011).

На территории бывшего СССР интервал ПЕТМ по изотопным данным выявлен к настоящему времени в ряде опорных разрезов восточного Пери-Тетиса: Хеу (Кабардино-Балкария), Дженгутай (Дагестан), Насыпной (Крым), Курпаи (Таджикистан), Актумсук (Узбекистан), Кауртакапы (Казахстан) (Bolle et al., 2000; Crouch et al., 2003; Gavrilov et al., 2009; Dickson et al., 2015; Shcherbinina et al., 2016). Однако, до недавнего времени здесь был известен лишь один разрез Актумсук в Узбекистане, где данные изучения диноцист были скалиброваны с интервалом события СІЕ (Crouch et al., 2003). Интервал зоны *Axiodinium augustum*, бóльшей частью соответствующий событию ПЕТМ, известен на территории восточного Пери-Тетиса из сапропелевых прослоев в разрезах Медани (Грузия) и Торанглы (Туркменистан) (Ахметьев, Запорожец, 1996), из отложений бостандыкской свиты Северного и Центрального Прикаспия (Васильева, Мусатов, 2010; Vasilieva, Musatov, 2012), желваковой опоково-глинистой толщи Тургая (Васильева, Левина, 2010), пролейской свиты на юго-западе Волгоградской области (Александрова и др., 2011), толщи песчано-глинистых пород Восточного Крыма (Александрова, Щербинина, 2011), калининской свиты Поволжья (Aleksandrova, Radionova, 2006).

По материалам автора, представленным в настоящей работе, на территории бывшего СССР в настоящее время имеются результаты изучения диноцист из подтвержденного геохимически интервала СІЕ (ПЕТМ) в разрезе Хеу (Кабардино-Балкария, Shcherbinina et al., 2016) и скважины 10 (юго-восток Западной Сибири, Frieling et al., 2014), а также выявлен интервал зоны *Ax. augustum* (без изотопных анализов) в разрезах скважин 228 (Печорская впадина), 4 (Васюган) и карьера Соколовский (Тургай). Что касается палеобассейна Северного моря, то здесь автором изучены диноцисты из целого ряда опорных разрезов с выявленным по изотопным данным интервалом СІЕ в Дьепском (разрезы Соттвиль-сюр-Мер, Аи, Кап Дайи, Блан Пати, Криель, Сьез-Мадам) и Парижском (разрезы Лё Тийе, Три, Флин-ле-Раш, Тердонн, Сансени, Ольнон, Лион, Лан, Поркерикур) бассейнах.

Начиная с 2001 г. (Crouch et al., 2001), утверждается, что в начале ПЕТМ комплексы диноцист на глобальном уровне отличаются доминированием рода *Apectodinium*. В целом, считается, что *Apectodinium* превышал 40% от состава комплексов диноцист. Предполагается, что цисты рода *Apectodinium* продуцировались гетеротрофными динофлагеллатами, следовательно, глобальный характер акме *Apectodinium* подразумевает, что как минимум неритические и прибрежные морские области подвергались в течение ПЕТМ существенной эвтрофикации. Определяющими факторами для расцвета *Apectodinium* предположительно называются стратификация поверхностных вод, соленость и количество питательных веществ (Sluijs et al., 2007a).

Что касается величины акме *Apectodinium* и его соотношения с другими диноцистовыми эко-группами в течение ПЕТМ, то здесь наблюдаются достаточно существенные отличия как на

уровне различных широт, так и на уровне различных морских бассейнов, а иногда и различных частей одного и того же бассейна. Так, в центральных частях Североморского бассейна *Apectodinium* достигает обычно около 40% (25-40%; Heilmann-Clausen, 1985; Kender et al., 2012; Eldrett et al., 2014). Данные изучения диноцист из высокоширотных разрезов Северного и Южного полушарий (Шпицберген, Harding et al., 2011; хребет Ломоносова, Sluijs et al., 2008; Южное Тасманийское Плато, Sluijs et al., 2011) показывают, что в Арктике и в Южном океане акме *Apectodinium* составляет лишь порядка 20%, здесь доминируют другие представители гетеротрофных динофлагеллат: *Senegalinium obscurum*, *Cerodinium* spp., *Deflandrea* spp., которые, как и *Apectodinium*, считаются очень толерантными к пониженной солености поверхностных вод. Для комплекса диноцист ПЕТМ на острове Шпицберген (Harding et al., 2011) значительное преобладание *Senegalinium obscurum* над *Apectodinium* объясняется стратификацией вод, а именно существованием на глубине нормально-соленых вод и опресненных у поверхности за счет стекания пресной воды с суши. Доминирование *Deflandrea oebisfeldensis* наблюдается и в комплексе диноцист зоны *Ax. augustum* в высокоширотной Печорской впадине (скв. 228, Iakovleva et al., 2000a). Подобное преобладание дефландроидных над *Apectodinium*, в конечном итоге, не является исключительной особенностью высокоширотных комплексов диноцист в течение ПЕТМ, оно наблюдается и в средних широтах на Атлантическом побережье США (штат Нью-Джерси; Sluijs, Brinkhuis, 2009), а также, возможно, в центральной части Западно-Сибирского бассейна (Iakovleva et al., 2000c) и в восточном Пери-Тетисе на территории современных Поволжья и Северного Прикаспия (доминирование *Deflandrea oebisfeldensis*; Aleksandrova, Radionova, 2006; Васильева, Мусатов, 2010б; Александрова и др., 2011), где интервал или часть интервала ПЕТМ условно предполагается, исходя из присутствия в комплексе диноцист вида *Axiodinium augustum*. Поскольку и *Apectodinium*, и дефландроидные таксоны представляют собой цисты гетеротрофных динофлагеллат, то и те, и другие нуждаются в поступлении питательных веществ для своего массового расцвета в течение ПЕТМ. В тетической области интервал ПЕТМ выявлен в разрезе Жатанг (Jathang) на северо-востоке Индии (Prasad et al., 2006): здесь комплекс диноцист из морских прослоев характеризуется большим количеством *Apectodinium*. При этом авторы отмечают, что слои, содержащие комплексы диноцист с доминированием *Apectodinium*, подстилаются углистыми сланцами, содержащими большое количество пресноводных водорослей (десмидиевых), которые, возможно, являлись затем источником питания для динофлагеллат *Apectodinium*.

В разрезе Хеу, рассматриваемом в настоящей работе, самое начало интервала изотопной аномалии углерода (onset CIE) характеризуется исключительным акме *Polysphaeridium subtile*, продуцируемого ныне существующим видом *Pyrodinium bahamense*, характерным для

мелководных тропических заливов, окруженных мангровыми болотами. Чуть позже начала ПЕТМ отмечается начало акме *Apectodinium* (30-70%), *Apectodinium* остается обильным до конца события, но в течение интервала ПЕТМ в разрезе отмечаются существенные количества группы *Kenleyia* (*Kenleyia*, *Muratodinium*) и *Homotryblum* spp.

Особого внимания заслуживает интервал ПЕТМ в скв. 10 на юго-востоке Западной Сибири: здесь комплекс диноцист отличается абсолютным доминированием гониаулакоидных (т.е. автотрофных) диноцист, а *Apectodinium* составляет лишь от 0.5 до 10%. Отметим, что при изучении разреза скв. 10, для реконструкции палеотемператур и для использования комплексов диноцист в качестве индикаторов палеообстановок был применен метод изучения температурного органического молекулярного показателя TEX₈₆ (индекс тетраэфиров, состоящих из 86 атомов углерода; Frieling et al., 2014). Палеотемпературы, полученные методом TEX₈₆ в скв. 10, сходны с глобальными трендами температур из глубоководных разрезов, а также данными по изменению температуры в южных средних и высоких широтах Тихого океана для позднего палеоцена-раннего эоцена. Основываясь на предполагаемых величинах позднепалеоценовых-раннеэоценовых температур (~21°C), температуры морских поверхностных вод повысились на ~7°C в течение ПЕТМ, что согласуется с данными из ряда других среднеширотных разрезов. Таким образом, исходя из температурных показателей, можно утверждать, что крайне слабое присутствие *Apectodinium* в юго-восточной части Западно-Сибирского моря в течение ПЕТМ связано не с температурными ограничениями, а с малым количеством питательных веществ, необходимых для расцвета этой группы в тепловодном и мелководном бассейне.

Комплексы диноцист в интервале ПЕТМ в Парижском и Дьепском бассейнах характеризуются экстремальным акме *Apectodinium* (70-98%); подобных значений этот род достигает в Бельгийском бассейне (Steurbaut et al., 2003) и в тропических областях (Нигерия, Кот-д'Ивуар; Frieling, 2016). В Парижском бассейне в комплексах диноцист ПЕТМ иногда наблюдаются достаточно обильные (вплоть до 90% в формации Сантерр) *Areoligera*, скорее всего в течение трансгрессивных пульсов. В Дьепском бассейне, в свою очередь, экстремальные акме *Apectodinium* чередуются с такими же экстремальными значениями в количестве автотрофных групп *Lingulodinium*, *Kenleyia*, *Gonyalacoid* A, *Gonyaulacoid* B, *Gonyalacoid* C (последние 3 таксона, возможно, имеют отношение к гониодомоидным диноцистам). Скорее всего, это связано с достаточно активной сменой обстановок осадконакопления и флуктуациями в количестве привносимых питательных веществ с суши. Следует отметить, что внутри интервала ПЕТМ, хоть и в небольших количествах, обязательно присутствует *Diphyes colligerum*, достаточно часто –

представители *Hystrichokolpoma*, которые отмечаются в большом количестве на острове Шпицберген (Harding et al., 2011).

Polysphaeridium, *Homotryblium*, *Lingulodinium* относятся к подсемейству *Goniodomoideae*, чьи представители (*Eocladopyxis*, *Polysphaeridium*, *Lingulodinium*) характерные для лагунных обстановок, встречаются в достаточно больших количествах в комплексах диноцист в интервале ПЕТМ и в других регионах: в Южном океане (Sluijs et al., 2011) и на Атлантическом побережье США (Sluijs, Brinkhuis, 2009).

Исходя из анализа литературных данных и авторских результатов, можно констатировать, что, действительно, как это и утверждается последние 15 лет, событию ПЕТМ отвечает глобальное и уникальное своей синхронностью в геологической летописи акме рода *Apectodinium*, тем не менее, величина акме существенно варьирует от бассейна к бассейну (и даже внутри одного бассейна), что указывает на большую зависимость расцвета *Apectodinium* от питательных веществ, нежели исключительно от повышенных температур поверхностных вод. Видимо, исходя из особенностей обстановок того или иного бассейна, акме *Apectodinium* отмечается или с самого начала изотопной аномалии, или чуть позже, после установления благоприятных питательных обстановок. Как отмечают Слуйкс и Бринкхуйс (Sluijs, Brinkhuis, 2009), вероятно, существовал какой-то критический фактор, который стимулировал массовое развитие и распространение именно рода *Apectodinium*, однако на настоящий момент он остается неизвестным, но связанным с уникальными условиями ПЕТМ. Следует отметить, что для интервала ПЕТМ выявлены дополнительные эко-группы диноцист, для которых условия ПЕТМ оказались в не меньшей степени благоприятны: *Lingulodinium*, *Kenleyeia* и гониодомоидные таксоны в средних широтах, дефландроидные – в высоких палеоширотах. Достаточно часто интервал события ПЕТМ характеризуется чередованием комплексов диноцист указанных эко-групп, что свидетельствует о быстром изменении палеообстановок в течение ПЕТМ в различных морских бассейнах.

8.2. Влияние ПЕТМ на первую диверсификацию подсемейства *Wetzelielloideae*

Начиная с 1961 г., когда Т.Ф. Возженникова выделила среди ископаемых цист динофлагеллат семейство *Wezteliellaceae* (переведенное позднее в ранг подсемейства *Wetzelielloideae*, Fensome et al., 1993), ветзелиеллоидные диноцисты являются наиболее важной стратиграфической группой позднепалеоценовых-эоценовых диноцист. Именно на основании использования эволюционного ряда представителей *Wetzelielloideae* создавались все первые диноцистовые шкалы в Западной Европе и бывшем Советском Союзе (Caro, 1973; Costa, Downie, 1976;

Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Андреева-Григорович, 1991). В современных диноцистовых шкалах, в том числе рассматриваемых в настоящей работе, ветзелиеллоидные по-прежнему являются видами-индексами для более чем половины диноцистовых зон.

Вид с нетипичной асимметрией *Epelidinium pechoricum* - предвестник ПЕТМ

Epelidinium (= *Wilsonidium*) *pechoricum*, описанный автором в сотрудничестве с датским коллегой Клаусом Хейльманн-Клаузенем (Глава 3; Iakovleva, Neilmann-Clausen, 2007) - ветзелиеллоидный вид с атипичной асимметрией, известен в настоящее время из различных морских палеобассейнов Северного полушария (Рис. 8.1, 8.2).

Австрия (Iakovleva, Neilmann-Clausen, 2007):

E. pechoricum был выявлен в Австрии в опорном разрезе Антеринг (Anthering) (Egger et al., 2000, 2003), представленном чередованием серых до черных гемипелагических глин и периферичных турбидитов формации Антеринг, которая является частью Реноданубского флиша. Обнаженная часть разреза включает в себя отложения интервала наннопланктонных зон NP9 и NP10 и низы NP11. Согласно изотопным данным, в разрезе выявлен интервал события CIE (Egger et al., 2000). При этом вид *E. pechoricum* обнаружен (LO), начиная с образца 2396 в верхней части NP9, но ниже начала CIE, то есть из интервала, соответствующего терминальному танету. Последнее появление (НО) *E. pechoricum* установлено в верхней части интервала CIE (верхняя часть NP9) в комплексе диноцист, характеризующемся акме *Apectodinium* и присутствием *Axiodinium augustum* (базальный эоцен). *E. pechoricum* достигает максимума в 2%, который совпадает с пиком CIE и максимальным количеством (66%) *Apectodinium* spp.

Печорская впадина (Iakovleva, Neilmann-Clausen, 2007):

E. pechoricum обнаружен в двух образцах из глинисто-алевритового интервала 282.5-281.5 м (верхи кыршорской свиты) в скважине 228. Диноцистовый комплекс в этом интервале содержит более 60 таксонов и характеризуется обильным (50%) *Apectodinium*, включая *Axiodinium augustum*. Основываясь на присутствии *Ax. augustum*, образцы в указанном интервале сопоставлены с интервалом ПЕТМ. В подстилающих образцах (287.0 и 286.0 м) комплекс диноцист содержит виды *Apectodinium homomorphum* и *A. quinquelatum*, но *Ax. augustum* отсутствует, что указывает на позднетанетский возраст отложений. В свою очередь, в перекрывающих образцах (274.8, 271.4, 269.0 м) стратиграфически важные виды не обнаружены, и этот интервал отнесен к зоне *Deflandrea oebisfeldensis*. Вид-индекс *Stenodinium meckelfeldense* выявлен на глубине 267.1 м.

Западная Сибирь (Iakovleva, Neilmann-Clausen, 2007; Frieling et al., 2014):

E. pechoricum выявлен в разрезе скв. 19 (Усть-Манья, бассейн Северной Сосьвы) внутри глинистого интервала ирбитской свиты в единственном образце 122.25 м. Этот образец содержит

количественно представительный комплекс диноцист, в том числе представителей рода *Apectodinium* (*A. homomorphum*, *A. quinquelatum*, *A. hyperacanthum*, *A. paniculatum*) и *Axiodinium augustum*, при этом *Apectodinium* spp. составляют лишь 7% от общего состава. На основании присутствия *Axiodinium augustum*, образец отнесен к интервалу ПЕТМ. В образце из подстилающих слоев на глубине 127.0 м были обнаружены только редкие диноцисты, среди которых представители рода *Apectodinium*, а вид *Ax. augustum* обнаружен не был. Исходя из бедности палинологического спектра указать точный возраст этого образца достаточно затруднительно: либо это верхнепалеоценовый интервал, либо часть зоны *Ax. augustum*. Образец из перекрывающих слоев с глубины 105.0 м содержит стратиграфически более молодой ипрский вид-индекс *Dracodinium simile*.

В разрезе скв. 10 (Омская область), по изотопным данным (Frieling et al., 2014) интервал события CIE выявлен в низах верхнелюлинворской подсвиты (237.0-236.4 м). Вид *E. pechoricum* обнаружен в разрезе с глубины 237.0 м, тогда как первое появление вида *Ax. augustum* отмечено с глубины 236.7 м. Внутри интервала ПЕТМ комплекс диноцист отличается достаточно низким содержанием *Apectodinium* spp.: 0.5-10%, а в отдельном образце 25% от общего состава. Последние появления (НОs) *E. pechoricum* и *Ax. augustum* зафиксированы на глубине 233.7 м, то есть на ~2.7 м выше окончания интервала изотопной аномалии CIE.

Казахстан (Iakovleva, Neilmann-Clausen, 2007):

Разрез Кауртакапы был описан Volle et al. (2000). Здесь *E. pechoricum* обнаружен в образце из 10-сантиметрового прослоя сапропелита внутри мощной пачки мергелей и известняков. Сапропелевый прослой соответствует интервалу зоны P5b по планктонным фораминиферам и интервалу CIE. Здесь *E. pechoricum* встречен в типичном для ПЕТМ комплексе диноцист с доминированием *Apectodinium* и присутствием *Axiodinium augustum*.

Среднее Зауралье (Васильева, Малышкина, 2008)

Вид *E. pechoricum*, по данным О.Н. Васильевой (Васильева, Малышкина, 2008) известен из отложений верхов серовской свиты в разрезе карьера Першинский: он отмечен здесь с основания зоны *Axiodinium augustum*.

Северный Прикаспий (Васильева, Мусатов, 2010; Vasilyeva, Musatov, 2012)

Вид *E. pechoricum* известен из песчаников бостандыкской свиты из интервала зоны *Axiodinium augustum* (в комплексе диноцист встречен целый ряд представителей рода *Apectodinium*, но комплекс отличается доминированием *D. oebisfeldensis*), а его последнее появление в разрезе карьера отмечено в низах зоны *Deflandrea oebisfeldensis* (Васильева, Мусатов, 2010).

В разрезе скв. Элтонская вид *E. pechoricum* известен также из отложений бостандыкской свиты, начиная с основания зоны *Axiodinium augustum*, его последнее появление отмечено на

несколько метров выше НО единичных *Ax. augustum*, но оба этих последних появления указываются авторами внутри интервала местной зоны *Phelodinium magnificum* (Vasilyeva, Musatov, 2012).

Кавказ (Яковлева в Shcherbinina et al., 2016):

В разрезе Хеу (Кабардино-Балкария; Глава 5) вид *E. pechoricum* появляется, вместе с видом *Axiodinium augustum*, внутри нальчикской свиты в основании сапропеля (обр. 714А1). Сапропель и перекрывающий его метровый слой серых известковых глин отвечают интервалу диноцистовой зоны *Axiodinium augustum*, верхам NP9-низам NP10. Основание зоны *Ax. augustum* совпадает с началом СІЕ (ПЕТМ), при этом низы интервала зоны характеризуются экстремальным акме *Polysphaeridium subtile*, а акме *Apectodinium* проявляется чуть позже, внутри интервала. Вид *Ax. augustum* исчезает в разрезе Хеу после окончания СІЕ (~1.75 м выше сапропеля), а вид *E. pechoricum* – внутри интервала зоны *Deflandrea oebisfeldensis* (~55.6-55.0 млн. лет) (обр. 723).

Крым (Александрова, Щербинина, 2011):

Согласно опубликованным данным (Александрова, Щербинина, 2011), *E. pechoricum* выявлен в разрезе Насыпное в восточном Крыму в терминальнотанетских отложениях (обр.7), чуть ниже начала акме *Apectodinium* (обр. 8) и появления *Ax. augustum* (обр. 9). Максимальные количества *E. pechoricum* отмечены в разрезе внутри интервала зоны *Axiodinium augustum*. Последнее появление *E. pechoricum* отмечено в обр. 18, чуть позже НО *Ax. augustum* (обр. 17). Согласно данным Ю.О. Гаврилова и Е.А. Щербининой (устное сообщение), интервал изотопной аномалии углерода (СІЕ) установлен в этом разрезе в образцах 8-17.

Грузия и Туркменистан (Ахметьев, Запорожец, 1996):

E. pechoricum был отмечен и проиллюстрирован в качестве *Rhombodinium* sp. из сапропелевого прослоя в разрезе Медани на западе Грузии и в разрезе Торанглы (западный Копетдаг) в Туркмении. В обоих разрезах сапропелевый прослой был отнесен авторами к верхнему танету (Ахметьев, Запорожец, 1996) и содержал комплекс диноцист с обильным *Apectodinium* spp., включая *Axiodinium augustum*, *Apectodinium summissum*, *A. paniculatum*, *A. quinquelatum*, *A. homomorphum*. Этот сапропелевый прослой, соответствующий зоне *Axiodinium augustum*, соотносится с интервалом ПЕТМ, как это и предполагалось Н.Г. Музылевым (Ступин, Музылев, 2001) и, с точки зрения современной стратиграфии датируется не терминальным танетом, а инициальным эоценом.

Узбекистан (Crouch et al., 2003):

E. pechoricum был выявлен и проиллюстрирован как *Rhombodinium* sp. в разрезе Актумсук. Согласно Crouch et al. (2003), *Rhombodinium* spp. встречается в достаточном количестве в 1.5-метровом интервале, включающем в себя 1 м сапропеля, соответствующего ПЕТМ и 0.5 м

перекрывающих его пород. В силу определенных особенностей разреза (Bolle et al., 2000), не исключается возможность переотложений над сапропелем, и присутствие *E. pechoricum* здесь не обязательно является *in situ*. Согласно Crouch et al. (2003), внутри интервала ПЕТМ диноцистовый комплекс отличается присутствием различных морфотипов *Apectodinium* (до 35%), но вид *Axiodinium augustum* не встречен.

США (Нью Джерси) (Sluijs, Brinkhuis, 2009):

Согласно данным Sluijs, Brinkhuis (2009), вид *E. pechoricum* был обнаружен и проиллюстрирован в качестве *Rhombodinium* sp. (табл. 7, C-D) в интервале ПЕТМ (с основания СІЕ) в разрезе скв. Уилсон Лэйк (Wilson Lake); диноцистовый комплекс ПЕТМ здесь характеризуется последовательными доминированиями *Apectodinium*, *Senegalinium* и *Florentinia reichartii*.

Основываясь на данных, полученных из разрезов Антеринг в Австрии и Насыпное в Крыму, можно сделать вывод о том, что вид *Epelidinium pechoricum* появляется впервые в самом конце терминального танета в тетической области, чуть раньше начала события ПЕТМ. Во всех остальных, известных на настоящий момент местоположениях с находками *E. pechoricum* в восточном Пери-Тетисе, Тургайском проливе, Западно-Сибирском морском бассейне, Печорской впадине и Атлантическом побережье США этот вид известен, начиная с инициальной стадии события ПЕТМ (~55.8 млн. лет). Последнее появление *E. pechoricum* приходится на инициальный эоцен, чуть позже окончания события ПЕТМ (~55.6-55.0 млн. лет).

Таким образом, виды *Epelidinium pechoricum*, *Axiodinium augustum*, вместе с родом *Apectodinium*, являются самыми древними представителями подсемейства *Wetzelielloideae* и предвосхищают раннеэоценовую диверсификацию этого подсемейства.

Рассмотрим ниже стратиграфическое и палеогеографическое распространение формально описанных в Главе 3 представителей подсемейства *Wetzelielloideae* *Axiodinium sparnacium*, *Dracodinium? modestum*, *Epelidinium brinkhuisii*, *Epelidinium leptotoichum*, *Epelidinium normandiense*, *Petalodinium lenisium*, *Stichodinium elegantulum*, *Stichodinium galliciense*, *Stichodinium parisiense*, *Stichodinium prostimus*, *Stichodinium sympagicum*, *Vallodinium heilmannii*, *Vallodinium picardicum*, *Wilsonidium modicum*, а также ветзелиеллоидных в открытой номенклатуре *Axiodinium* sp. А, *Axiodinium* sp. В, *Axiodinium* sp. С, *Vallodinium? sp. А*.

Северный Казахстан (Рис. 8.3)

Верхнепалеоценовый-нижнеэоценовый разрез железорудного карьера Соколовский в Северном Казахстане подробно описан в работах Беньямовского и др. (1989, 1991), Radionova et al. (2001), Iakovleva et al. (2001). В карьере Соколовский, расположенном в северо-западной оконечности бывшего Тургайского пролива, палеогеновые отложения несогласно перекрывают меловые породы и подразделяются снизу вверх на две части: (1) нижнюю песчаную соколовскую свиту раннетанетского возраста (интервал наннопланктонной зоны NP8) и (2) верхнюю бескарбонатную глинистую полосатую свиту.

Нижняя часть полосатой свиты (образцы 22-23) отнесена к интервалу диноцистовой зоны *Arctodinium hyperacanthum* познетанетского возраста, тогда как верхняя часть свиты (образцы 24-35), по появлению вида-индекса *Axiodinium augustum* - к интервалу зоны *Ax. augustum*. Помимо спорадического появления вида *Axiodinium augustum*, начиная с образца 24, в разрезе выявлены достаточно обильные, описанные в настоящей работе виды *Epelidinium leptotoichum* (обр. 24-34) и *Epelidinium brinkhuisii* (обр.24-29), а также редкие экземпляры вида *Stichodinium elegantulum* (обр. 24-25).

К сожалению, в практически бескарбонатном разрезе карьера Соколовский не были проведены изотопные анализы, поэтому интервал изотопной аномалии углерода (CIE) здесь не определен. Тем не менее, исходя из того, что первое появление *Axiodinium augustum* в различных частях Северного полушария, включая рассматриваемые в настоящей диссертации разрезы скв. 10 на юго-востоке Западной Сибири (Frieling et al. 2014) и Хеу (Кабардино-Балкария, Shcherbinina, 2016), практически (или лишь чуть раньше) совпадает с началом события CIE (Harding et al. 2011; Kender et al. 2012; Eldrett et al. 2014), возможно предположить, что первые появления видов *Epelidinium leptotoichum*, *Epelidinium brinkhuisii* и *Stichodinium elegantulum* в Тургае очень близки к началу события ПЕТМ (инициальный эоцен).

Франция (Рис. 8.4, 8.5, 8.6)

Первые появления новых ветзелиеллоидных в Парижском бассейне (Рис. 8.4-8.5)

Научная скважина Лё Тийе:

В скважине Лё Тийе первое появление спорадического *Axiodinium sparnacium* выявлено в образце LT-65 (~151.0 м) из нижней части пачки Вобан свиты Суассоннэ (верхний интервал CIE). Виды *Vallodinium heilmannii*, *Stichodinium sympagicum*, *Vallodinium picardicum*, *Axiodinium* sp. A и *Axiodinium* sp. B появляются в образце LT-61 (~149.20 м) в верхней части пачки Вобан. Первые появления видов *Dracodinium modestum*, *Stichodinium parisiense*, *Stichodinium rotundum* и *Vallodinium?* sp. A отмечены в образце LT-60 (~148.6 м), в основании пачки Сансени свиты Мон-

Нотр-Дам. Следует отметить, что эти новые ветзелиеллоидные составляют от 12% до 8% от общего состава комплекса диноцист внутри пачки Вобан. Первое появление *Axiodinium* sp. С приходится на образец LT-58 (~148.2 м) из нижней части пачки Сансени; тогда как первые спорадические появления видов *Stichodinium prostimus* и *Petalodinium lenisium* отмечаются в образце LT-53 (~142.3 м) из верхней части пачки Сансени. В перекрывающем его образце LT-52 (~140.0 м глубины) из низов пачки Песков Лан новые ветзелиеллоидные отсутствуют, при этом здесь появляются стратиграфически важные виды *Dracodinium astra/Dracodinium lobiscum*.

Научная скважина Сансени:

Первое появление *Axiodinium* sp. С выявлено в образце SINC 1-27 (~7.95 м), в основании пачки Сансени (сразу после окончания СІЕ). *Wilsonidium modicum* и *Stichodinium parisiense* отмечены впервые в образце SINC 1-24 (~7.5 м). Виды *Axiodinium sparnacium*, *Stichodinium rotundum* и *Vallodinium picardicum* появляются в образце SINC 1-22 (~7.0 м). Относительно многочисленные новые ветзелиеллоидные (~6% от общего состава комплекса) отмечаются в последний раз на глубине ~5.8 м (образец SINC 1-18), тогда как последнее появление спорадического *Axiodinium sparnacium* выявлено на глубине ~5.0 м (образец SINC 1-15, пачка Сансени).

Научная скважина Кюиз-ла-Мотт:

Первое появление *Axiodinium sparnacium* выявлено в образце CuLM-10 (~96.60 м) из пачки Вобан (верхний интервал СІЕ), тогда как последнее появление этого вида отмечено в образце CuLM-7 (~85.70 м) в пачке Сансени.

Научная скважина Тердонн:

Первые появления видов *Vallodinium heilmannii* и *Stichodinium elegantulum* выявлены в образце THER 1-52 (~13.5 м) из срединной части пачки Вобан. Последние появления обоих видов отмечены в образце THER 1-33 (~10.50 м) из пачки Сансени.

Обнажение Лан:

Первое появление вида *Epelidinium brinkhuisii* выявлено в образце LAN 2-0,13 (высота ~0.3 м) из пачки Вобан, тогда как первые появления *Vallodinium heilmannii* и *Stichodinium sympagicum* отмечены в образце LAN-1,20 (высота ~2.20 м) из пачки Сансени.

Первые появления новых ветзелиеллоидных в Дьепском бассейне

Сводный разрез Кап Дайи:

Первые появления видов *Vallodinium heilmannii*, *Stichodinium elegantulum* и *Epelidinium brinkhuisii* (на 3 новых вида ~1,3% от общего состава комплекса) отмечены в образце 92A16 (высота ~16.32 м) из низов пачки Кракелан (верхний интервал СІЕ), тогда как их последние появления (~2,3% от общего состава) выявлены в образце 93CR4 (высота ~17.0 м), близко к

кровле пачки. Перекрывающие отложения пачки Рыжеватых Песков не содержат диноцист; в вышележащих отложениях свиты Варанжвиль новых ветзелиеллоидных не выявлено, здесь уже отмечается появление более молодых ипрских таксонов *Axiodinium lunare* и *Sophismatia crassoramosa*.

Научная скважина Съез-Мадам:

Первое появление (менее 1% от общего состава комплекса) *Axiodinium* spp. (не идентифицированных на видовом уровне) выявлено в образце SMA 2-63 (~15.4 м) внутри пачки SAOM (Пески и Глины с Остракодами и Моллюсками) (интервал CIE), тогда как первые появления *Axiodinium sparnacium*, *Vallodinium heilmannii* и *Stichodinium galliciense* выявлены в образце SMA 2-55 (~13.50 м), в кровле пачки SAOM свиты Суассоннэ. Первые появления *Epelidinium normandiense*, *Petalodinium lenisium*, *Stichodinium elegantulum*, *Stichodinium prostimus*, *Wilsonidium modicum* и *Vallodinium?* sp. А отмечены в образце SMA 2-53 (~13.0 м) пачки Соттвиль-сюр-Мер свиты Суассоннэ. Новые ветзелиеллоидные составляют от 3,2% до менее 1% от общего состава комплекса диноцист внутри пачек SAOM и Соттвиль-сюр-Мер. Последние появления всех новых ветзелиеллоидных выявлены в образце SMA 2-44 (~10.75 м), в кровле пачки Краклан, до первого появления видов *Dracodinium astra* и *Dracodinium lobiscum* внутри пачки Рыжеватых Песков на глубине ~9.20 м.

Сводный разрез Соттвиль-сюр-Мер:

Первое появление спорадического *Vallodinium heilmannii* отмечено в образце SOTT-9 (высота ~7.2 м); а первое появление *Stichodinium elegantulum* (~2,5% от общего состава комплекса) выявлено в образце SOTT-8 (высота ~7.4 м). Оба образца изучены из нижней части пачки Краклан, тогда как верхняя часть пачки в разрезе Соттвиль-сюр-Мер содержала лишь редкие диноцисты.

На основании полученных результатов можно сделать определенные выводы об интервале распространения новых ветзелиеллоидных таксонов. Так, основываясь на присутствии вида *Axiodinium augustum*, можно предположить, что виды *Epelidinium leptotoichum*, *Epelidinium brinkhuisii* и *Stichodinium elegantulum* впервые появляются в Тургайском проливе в течение Палеоцен-Эоценового Термического Максимума. Последние появления *Epelidinium leptotoichum* и *Epelidinium brinkhuisii* соответствуют интервалу верхней части зоны *Apectodinium augustum*. Согласно калибровке изотопных и диноцистовых данных в наиболее близком к Тургаю разрезе скв. 10 на юго-востоке Западной Сибири (Frieling et al. 2014; настоящая работа), *Axiodinium augustum* исчезает после окончания CIE (~на 3 м выше в разрезе скважины). Как следствие, в связи с отсутствием изотопных анализов для карьера Соколовский, момент последних появлений

видов *Epelidinium leptotoichum* и *Epelidinium brinkhuisii* остается пока в определенной степени неоднозначным: указанные виды исчезают в Тургае либо в самом конце ПЕТМ, либо достаточно быстро после окончания ПЕТМ, но, в любом случае, в течение инициального эоцена.

Пятнадцать новых ветзелиеллоидных таксонов появились в Парижском и Дьепском бассейнах в течение события ПЕТМ, это *Axiodinium sparnacium*, *Axiodinium* sp. A, *Axiodinium* sp. B, *Epelidinium brinkhuisii*, *Epelidinium normandiense*, *Petalodinium lenisium*, *Stichodinium elegantulum*, *Stichodinium galliciense*, *Stichodinium sympagicum*, *Stichodinium prostimus*, *Vallodinium heilmannii*, *Vallodinium picardicum*, *Vallodinium?* sp. A и *Wilsonidium modicum*.

Виды *Dracodinium?* *modestum*, *Stichodinium parisiense* и *Axiodinium* sp. C появились в Парижском и Дьепском бассейнах после окончания СЕ (т.е. после окончания события ПЕТМ), но однозначно до первого появления видов *Dracodinium astra/Dracodinium lobiscum* и других хорошо известных более молодых представителей подсемейства Wetzelielloideae. Последние появления всех описанных новых ветзелиеллоидных в бассейнах севера Франции выявлены опять же до появления видов *Dracodinium astra* и *Dracodinium lobiscum* (т.е. до начала ипра s.s., ~55 млн. лет назад).

Первый ветзелиеллоидный род (*Wetzeliella*) был установлен А. Эйзенком в 1938 г., тогда как семейство Wetzeliellaceae было введено Т.Ф. Возженниковой в 1961 г. Начиная с этого момента, вопросы филогении ветзелиеллоидных вызывают интерес у специалистов и не раз обсуждались в литературе (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Costa, Downie, 1979; Harland, 1979; Bujak 1979; Bujak, Davis 1983; Michoux 1988). Шатёнёф и Груас-Каванетто (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978), Коста и Дауни (Costa, Downie, 1979), Бужак и Бринкхуис (Bujak, Brinkhuis, 1998) рассматривали род *Apectodinium* в качестве предка всех остальных родов Wetzelielloideae. Согласно Бужаку и Бринкхуису (Bujak, Brinkhuis, 1998), род *Apectodinium* возник в середине палеоцена (в зеландии) в низких широтах. Описанный в настоящей работе вид *Epelidinium pechoricum* (Iakovleva, Neilmann-Clausen, 2007), возможно, произошел от рода *Apectodinium* и, таким образом, предвосхитил раннеэоценовую радиацию подсемейства Wetzelielloideae, характеризующуюся появлением таких родов как *Stenodinium*, *Dracodinium*, *Sophismatia* и т.д.

До настоящего момента считалось, что первый серьезный расцвет Wetzelielloideae произошел в течение раннего эоцена с появлением вида *Dracodinium astra* ~ 55 млн. лет назад, то есть на ~ 1 миллион лет позднее границы палеоцена/эоцена и начала изотопной аномалии углерода, ассоциирующейся с событием ПЕТМ. Предполагалось, что лишь вид *Axiodinium augustum* появился либо немного раньше, либо в начале события ПЕТМ (Crouch et al. 2001; Harding et al. 2011; Kender et al. 2012; Eldrett et al. 2014). Из полученных данных следует, что вид *Epelidinium*

pechoricum, возникший в тетической области в самом конце танета, мигрировал в средние и высокие широты вместе с представителями рода *Apectodinium*. При этом можно отметить, что у представителей рода *Apectodinium* и вида *Epelidinium pechoricum* наблюдается общая важная морфологическая черта - наличие экиепелиформного археопиля.

Основываясь на полученных автором данных, можно сделать вывод о том, что первые существенные диверсификации в подсемействе *Wetzelioideae* произошли раньше, чем это утверждалось предшественниками: первая существенная радиация соответствует позднему ПЕТМ (как минимум 16 новых видов из 7 родов), тогда как вторая произошла чуть позже события ПЕТМ (минимум 3 новых вида), но, вероятно, на несколько десятков тысяч лет раньше первого появления вида *Dracodinium astra* (~55 млн. лет назад).

Согласно Williams et al. (2015, с. 37), первые известные ветзелиеллоидные имеют экиепелиформный тип археопиля (который развился в середине палеоцена, зеландии), и представляют собой т.н. «корневище» подсемейства. Williams et al. (2015, с. 37) также утверждают, что другие типы археопиля возникли достаточно быстро, что следует из наличия в ипре таксонов с гиперепелиформными, латиепелиформными и гиперсолейформными археопилями. Представляемые в настоящей работе новые результаты подтверждают эту гипотезу. Более того, вполне возможно, что темпы эволюции археопиля были еще более быстрыми, чем это предполагалось ранее: новые виды из интервала ПЕТМ уже демонстрируют экиепелиформный, латиепелиформный и гиперепелиформный типы археопилей.

Известное на настоящий момент распространение новых, формально описанных ветзелиеллоидных ограничено Тургайским проливом и юго-восточной частью (французский сектор) палеобассейна Северного моря. Отсутствие видов *Epelidinium leptotoichum* и *Epelidinium brinkhuisii* в восточном Пери-Тетисе (пока лишь единичная находка *E. brinkhuisii* в интервале ПЕТМ в разрезе Хеу) может быть связано как с недостаточной изученностью высокой степени разрешаемости комплексов диноцист из интервала ПЕТМ в регионе, так и отличиями обстановок осадконакопления, в которых формировались известные на настоящий момент разрезы. С другой стороны, значительное присутствие новых ветзелиеллоидных в базально-эоценовых отложениях на севере Франции может быть объяснено очень специфическими экологическими условиями в Парижском и Дьепском бассейнах в течение инициального эоцена – например, лагунными и литоральными обстановками со значительным привносом пресной воды и питательных веществ с суши. Вероятно, что такие условия были неблагоприятными для более оффшорных видов *Axiodinium augustum* и *Epelidinium pechoricum*, что следует из их фактического отсутствия как во французских разрезах, так и на юге Англии (Powell et al. 1996). Вполне возможно, что последующие палинологические исследования в южной Англии и Бельгии предоставят нам

новую информацию о короткоживущих инициально-эоценовых ветзелиеллоидных. Согласно Prasad et al. (2006), морфотипы, сходные с *Apectodinium?* spp., *Wilsonidium?* spp. и *Rhombodinium?* spp., ранее установленными автором в Тургае (Iakovleva et al. 2001) и теперь формально описанными как *Epelidinium leptotoichum* и *Epelidinium brinkhuisii*, были обнаружены в интервале ПЕТМ в разрезе Жатанг (Jathang section, Unit IV) на северо-востоке Индии (бывший океан Тетис). К сожалению, экземпляры, изображенные в индийской статье (Prasad et al., 2006; табл. I, фиг. 3, 9, 11, 12) недостаточно хорошего качества и не могут быть идентифицированы до вида. Тем не менее, эта предварительная информация свидетельствует о существовании новых ветзелиеллоидных в тетической области в течение события ПЕТМ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенных исследований, целью которых были разработка биостратиграфических диноцистовых шкал высокой степени разрешаемости, восстановление условий осадконакопления, проведение межрегиональных корреляций на основе сравнительного анализа систематического состава диноцист, выявление влияния кризисных климатических событий на морской фитопланктон, были получены следующие результаты.

Для ключевых регионов Западной Евразии (Западная Сибирь, Тургай, восточный Пери-Тетис, юго-восточная оконечность палеобассейна Северного моря) выявлено существенное таксономическое разнообразие позднепалеоценовых-эоценовых цист динофлагеллат, определено более 250 видов, проведена ревизия одного рода и описаны 24 вида, 21 из которых был установлен и описан автором ранее, и 3 новых вида.

На основе детального расчленения верхнепалеоценовых-эоценовых отложений Западной Сибири и Печорской впадины предложен новый уточненный вариант зональной шкалы по диноцистам (17 зон и один биостратон в ранге слоёв с диноцистами), отличающийся большей детальностью эоценовой части, уточнением возраста биостратонов и характера взаимоотношений между региональными стратонами. На основе сопоставления комплексов диноцист из различных регионов Евразии и с учетом палеомагнитных данных уточнен возраст люлинворского и тавдинского региональных горизонтов, а также впервые уточнен возраст «русско-полянских» слоев на юге Западной Сибири, представляющих собой отдельный, промежуточный между люлинворским и тавдинским горизонтами, стратон.

На основе анализа количественного распределения морских и континентальных палиноморф из верхнепалеоценовых-эоценовых отложений Западной Сибири и Печорской впадины восстановлены палеообстановки Западно-Сибирского морского бассейна и выявлены этапы их существенных перестроек, связанных с крупными (региональными или глобальными) трансгрессивно-регрессивными трендами. Уточнены моменты отчленения Западно-Сибирского бассейна от Арктического (конец ипра-начало лютета) и окончательной регрессии Западно-Сибирского моря (в позднем приабоне).

На основе детального изучения ряда ключевых опорных разрезов в Казахстане, Узбекистане, на Северном Кавказе, в Армении, Крыму и на северной Украине предложен новый детализированный вариант эоценовой зональной шкалы по диноцистам для восточного Пери-Тетиса, включающий 20 биостратонов в ранге зон. Детальная последовательность ключевых диноцистовых событий напрямую скалибрована с событиями по известковому наннопланктону, проведены сравнения и корреляции с диноцистовыми зонами и последовательностями событий

из Западной и Северо-западной Европы, в результате чего уточнен возраст вмещающих отложений. Полученные количественные характеристики комплексов палиноморф позволили выявить интервалы существенных перестроек в условиях осадконакопления на территории современных Прикаспия, Приаралья, части Кавказа, Крыма и Днепровско-Донецкой впадины.

В результате проведения палинологических исследований высокой степени разрешаемости в работе предложен новый уточненный вариант верхнепалеоценового-нижнеипрского интервала зональной диноцистовой шкалы для Дьеппского и Парижского бассейнов, включающий 6 биостратонов в ранге зон. Установлено, что осадконакопление на севере Франции в течение позднего палеоцена-инициального эоцена носит последовательный характер, но со стратиграфическими перерывами мелкого масштаба. Анализ детальных комплексных био-, хемо- и литостратиграфических данных позволил выявить особенности комплексов диноцист из спарнакских отложений, соответствующих большей частью интервалу геологически короткого гипертермального события ПЕТМ.

Проведено сопоставление разработанных зональных диноцистовых шкал для Западной Сибири, восточного Пери-Тетиса и юго-восточной оконечности палеобассейна Северного моря. Отмечена очень схожая последовательность позднепалеоценовых диноцистовых событий между палеобассейнами Западной Сибири и Северного моря. Установлена и прослежена серия последовательных изохронных раннеэоценовых диноцистовых событий (датумов) в палеобассейнах Западной Сибири, Печорской впадины, восточного Пери-Тетиса и Северного моря, что свидетельствует о принципиальной возможности создания стандартной диноцистовой шкалы для средних-высоких широт западной Евразии как минимум для нижнего эоцена. Установлено, что начиная со среднего эоцена, в силу постепенного изменения климата и усложнения коммуникационных связей между различными морскими бассейнами, последовательность диноцистовых событий начинает отличаться от бассейна к бассейну. Порядок некоторых диноцистовых событий, однако, существенно сходен в различных бассейнах вплоть до конца эоцена, что позволяет выделять определенное количество идентичных диноцистовых зон в различных бассейнах западной Евразии.

Проведены палинологические исследования высокой степени разрешаемости в разрезах интервала события ПЕТМ. Установлены особенности комплексов диноцист в этом интервале в палеобассейнах Северного моря, Западной Сибири, Печорской впадины, Пери-Тетиса, указаны возможные причины расцвета рода *Apectodinium*.

Проведено таксономическое и биостратиграфическое изучение цист динофдагеллат из нижнего эоцена ряда районов Евразии; выявлены два этапа первой существенной

диверсификации подсемейства *Wetzeliielloideae*, имеющего весьма важное значение для стратиграфии эоцена.

Проведенные исследования диноцист из ключевых регионов западной Евразии демонстрируют высокий потенциал этой группы морского планктона для решения разнообразных проблем палеогена, таких как детальная биостратиграфия, восстановление обстановок осадконакопления, палеогеографические и палеоклиматические реконструкции, оценка реакции морской микробиоты на резкие биосферные кризисы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абузярова Р.Я.* Палинологические данные к эоценовой флоре Казахстана // К Первой Международной палинологической конференции (Таксон, США). Доклады советских палинологов // Издательство АН СССР, Москва. 1962. С. 120-125.
- Айрапетян Ф.А., Закревская Е.Ю.* Стратиграфическая шкала палеогена Армении // Материалы Всероссийской конференции “Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства”, Москва, 25-27 мая 2013. Гл. ред. Федонкин М.А. Москва, 2013. С. 324-328.
- Александрова Г.Н.* Палинологическая характеристика палеоценовых отложений Нижнего Поволжья (скв. 28, Дубовка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 6. С. 71–82.
- Александрова Г.Н.* Стратиграфические уровни в палеоцене Поволжья по данным изучения диноцист // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии: Тез. докл. Междунар. палеобот.ан. конф., г. Москва, 17-18 мая 2005. М., ГЕОС. 2005. С. 103-104.
- Александрова Г.Н., Запорожец Н.И.* Палинологическая характеристика верхнемеловых и палеогеновых отложений запада Самбийского полуострова. Ст. 1 // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. 5. С. 75-96.
- Александрова Г.Н., Орешкина Т.В.* Терминальный палеоцен среднего Поволжья: биостратиграфия и палеообстановки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 93–118.
- Александрова Г.Н., Щербинина Е.А.* Стратиграфия и палеообстановки переходного палеоцен-эоценового интервала восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. 4. С. 62-88.
- Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Запорожец Н.И., Застрожнов А.С., Застрожнов С.И., Табачникова И.П., Орешкина Т.В., Закревская Е.Ю.* Палеоген юго-запада Волгоградской области (скв. 13, Гремячинская площадь). Статья 1. Биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19, № 3. С. 70–95.
- Александрова Л.В.* Палинологическое обоснование стратиграфии эоцена – раннего миоцена Томского Приобья // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 99-114.
- Алимарина В.П.* Некоторые особенности развития планктонных фораминифер в связи с зональным расчленением нижнего палеогена Северного Кавказа // Вопросы микропалеонтологии. 1963. Вып. 7.

- Амон Э.О., Васильева О.Н., Железко В.И.* Стратиграфия талицкого горизонта (палеоцен) в Среднем Зауралье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. 3. С. 75-90.
- Андреева-Григорович А.С.* Зональное деление по нанопланктону палеогеновых отложений Бахчисарая // Доп. АН УРСР. Сер. Б. 1973. №3. С. 195-197.
- Андреева-Григорович А.С.* Зональное деление палеогеновых отложений Бахчисарая по нанопланктону // Стратиграфия кайнозоя северного Причерноморья и Крыма. Тр. НИИ геол. Днепропетровского ун-та. 1980. С. 52-60.
- Андреева-Григорович А.С.* Динофлагеллатовые зоны в палеоцен-эоцене юга СССР // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск. 1984. С. 90-94.
- Андреева-Григорович А.С.* Зональное деление по диноцистам палеоцен-эоценовых отложений юга СССР // Геологический журнал. 1985. №45(6). С. 112-120.
- Андреева-Григорович А.С.* Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и наннопланктон): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев. 1991. 47 с.
- Андреева-Григорович А.С.* Зональная шкала по цистам динофлагеллат для палеогена южных районов СНГ // Альгология. 1994. №4(2). С. 66-76.
- Андреева-Григорович А.С., Шевченко Т.В.* Зональная шкала палеогеновых отложений Украины по диноцистам // Палеонтологічні дослідження в Україні: Зб. наук. праць. Київ, Инст. геол. наук НАН України. 2007. С. 211-214.
- Андреева-Григорович А.С., Олейник Э.С.* Новые данные об органикостенном фитопланктоне из керна парастратотипических скважин Бахчисарая // Биостратиграфічні основи побудови стратиграфічних схем Україні: Зб. наук. праць. Київ, Инст. геол. наук НАН України. 2008. С. 159-164.
- Андреева-Григорович А.С., Зосимович В.Ю., Соклов И.П.* Стратиграфическое расчленение киевских отложений в области Киевского Приднепровья по микрофитопланктону // Геологический журнал. 1975. 35(6). С. 119-123.
- Андреева-Григорович А.С., Запорожец Н.И., Шевченко Т.В., Александрова Г.Н., Васильева О.В., Яковлева А.И., Стотланд А.Б., Савицкая Н.А.* Атлас диноцист палеогена Украины, России и сопредельных стран // Киев, Наукова Книга. 2011. 221 с.
- Антыпко Б.Е.* О южной границе палеогенового моря на юге Западно-Сибирской низменности // Доклады АН СССР. 1959. Т. 126. №3. С. 626-629.
- Аристова К.Е.* Пыльца и микропланктон пограничных отложений эоцена и олигоцена Северного Приаралья, Устюрта, Крыма и их стратиграфическое значение // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1971а. Т. 46, вып. 2. С. 96-105.

- Аристова К.Е.* Краткая палинологическая характеристика нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Прикаспия // Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы и ее обрамления. 1971б. Труды ВНИГРИ. Вып. 84. С. 106-110.
- Аристова К.Е.* Аналогии белоглинского и кызылджарского горизонтов палеогена в Северном Приаралье и Северном Устюрте (по пыльце, спорам и микропланктону) // Палинология и стратиграфия палеозоя, мезозоя и палеогена европейской части СССР и Средней Азии. 1971в. Труды ВНИГРИ. Вып. 106. С. 82-88.
- Аристова К.Е.* Палинологическая характеристика верхнеэоценовых и олигоценовых отложений некоторых районов Туранской плиты // Фораминиферы, конихоиды, споры и пыльца ископаемых растений европейской и среднеазиатской частей СССР. 1972. Труды ВНИГРИ. Вып. 83. С. 179-189.
- Аристова К.Е.* Пыльца и микропланктон из пограничных отложений эоцена и олигоцена южной части СССР // Палинология кайнофита. Москва. 1973. С. 117-121.
- Афанасьева Т.А.* Палеоген и неоген западного склона Полярного, Приполярного Урала и Предуралья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. СПб: СПГГИ. 1996. 22 с.
- Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* Палеоцен и эоцен российской части Западной Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. 1. С. 54-78.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Климаты олигоцена востока Крымско-Кавказской области и Казахстана // Известия Академии Наук. Серия геологическая. 1992а. №3. С. 5-23.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Пыльца, споры, растительные макрофоссилии и фитопланктон верхнего эоцена и олигоцена в стратотипах чеганской и ащайрыкской свит (северный Устюрт, Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1992б. Т. 67. Вып. 3. С. 96-105.
- Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.* Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // В: Кузнецова К.И., Музылев Н.Г. (Ред.), Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. Вопросы микропалеонтологии. 1996. Вып. 31. С. 55-69.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О., Беньямовский В.Н., Бугрова Э.Н., Васильева О.Н., Глезер З.И., Железко В.И., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Николаева И.А., Орешкина Т.В., Панова Л.А., Радионова Э.П., Яковлева А.И.* Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. №2. С. 30-57.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Глезер З.И., Гнибиденко З.Н., Дергачев В.Д., Доля Ж.А., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Кулькова И.А., Николаева И.А., Овечкина М.Н., Радионова Э.П., Стрельникова Н.И.* Новые данные по морскому палеогену юга

Западно-Сибирской плиты. Статья 1 // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004а. Т. 12. №1. С. 67-93.

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

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Яковлева А.И., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Орешкина Т.В., Гнибиденко З.Н., Доля Ж.А. Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Том 18, №6, С. 1-26.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Беньямовский В.Н., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Е., Суринский А.М. Новые данные о стратиграфии и условиях формирования эоценовых отложений на плато Актолагай (Западный Казахстан) // Вестник Московского университета. Серия геолог. 2015. Т. 4(2). С. 67-76.

Бакиева Л.Б. Палинологическая характеристика палеоцена севера Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геологическая 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. Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. Москва, ГЕОС. 2001. С. 210-223.

Беньямовский В.Н., Кургалимова Г.Г. Стратиграфия палеогена Восточного Прикаспия по планктонным микроорганизмам в свете новых данных // Вопр. микропалеонтологии. Вып. 22. М.: Изд-во АН СССР, 1979. С. 106–115.

Барбот дк Марни Н.П. Эоценовые пласты на Днепре // Горный журнал. 1867. Т.4(11).

Барбот де Марни Н.П. Геологические исследования от Курска через Харьков до Таганрога // Горный журнал. 1870. Т.11.

Беньямовский В.Н., Сегедин Р.А., Акопов Т.Р., Сыроватко А.М., Ромашов А.А. Новые свиты палеоцена и эоцена Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 68–75.

Беньямовский В.Н., Ахметьев М.А., Алексеев А.С., Александрова Г.Н., Дергачев В.Д., Доля Ж.А., Глезер З.И., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Кулькова И.А., Николаева И.А., Овечкина М.Н.,

- Радионова Э.П., Стрельникова Н.И.* Морской терминальный мел и палеоген южной части Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2002. Т. 77. Вып. 5. С.27-48.
- Бойцова Е.П., Панова Л.А.* палеогеновые флоры и растительность на территории Евразийской ботанико-географической области // Палинология кайнофита. Москва. 1973. С. 42-46.
- Бочков Е.П.* Стратиграфическое значение водорослей палеогеновых отложений Западной Сибири // Под ред. С.Б. Шацкого. Палеоген и Неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 65-67.
- Бугрова И.Ю., Табачникова И.П.* Биостратиграфия по наннопланктону и фации нижнеэоценовых отложений юго-западного Крыма (Разрез Балта-Чокрак) // Вестник СПбГУ. Сер. 72015. Вып. 4. С. 53-64.
- Бугрова Э.М.* Зональное деление эоцена Бахчисарайского района Крыма по мелким фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 82-91.
- Бугрова Э. М.* Фораминиферы и биогеография Крымского участка Перитетиса в раннем эоцене // Геология Крыма. Ученые записки кафедры исторической геологии. НИИЗК СПбГУ. 2002. Вып. 2. С. 86–92.
- Бугрова Э.М., Николаева И.А., Панова Л.А., Табачникова И.П.* К зональному делению палеогена южных районов СССР // Сов. геология. 1988. № 4. С. 96-107.
- Бугрова Э.М., Глезер З.И., Панова Л.А., Табачникова И.П., Ларионова Г.В., Гладкова В.И., Ткаченко Н.С.* Биостратиграфия опорного разреза палеогена Восточного Прикаспия по микрофлссилиям // Региональная геол. и металлогения. 1997. № 6. С. 64–77.
- Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю., Табачникова И.П.* Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 83-93.
- Быков В.Ф.* Распределение мелких фораминифер в палеоцен-нижнеэоценовых отложениях бахчисарайского разреза // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40. Вып. 4. С. 135-136.
- Василенко В.К.* Стратиграфия и фауна моллюсков эоценовых отложений Крыма // Тр. ВНИГРИ. Новая серия. 1952. Вып. 59. 126 с.
- Васильева О.Н.* Палинология и стратиграфия палеогеновых морских отложений Южного Урала // Препринт. Ин-т геол. и геохим. УРО АН. 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.* Стратиграфия палеоценовых отложений в бассейне р. Лозьвы (Северный Урал) по палинологическим данным // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ, Комприроды по Свердловской области, ОАО УГСЭ. 1999. С. 170-175.

- 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. ИГГ УРО РАН. Екатеринбург. 2003. С. 20-30.
- Васильева О.Н.* Палинофлоры позднего мела и раннего палеогена Северного Тургая // Палеонтология, биостратиграфия и палеобиогеография бореального мезозоя. Мат. науч. сессии, посвящ. 95-летию со дня рождения В.Н. Сакса. Новосибирск: Академическое издательство "Гео". 2006. С. 19-22.
- Васильева О.Н.* Палеогеографические обстановки Западно-Сибирского морского бассейна в палеогене // Геология морей и океанов. Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 12-16 ноября 2007г. 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. ИГГ УРО РАН. Екатеринбург. 2010. С. 11-16.
- Васильева О.Н.* Органикостенный планктон среднего эоцена в парастратотипическом разрезе Кереста-1 (Ергени, Ростовская обл.) // Ежегодник-2012. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. 2013а. С. 13-21.
- Васильева О.Н.* Диноцисты палеогена Восточного Прикаспия (скважина Успенская СП-1, Казахстан) // Литосфера. 2013б. №1. С. 102-127.
- Васильева О.Н.* Зональная шкала по диноцистам палеоцен-эоцена Прикаспийской впадины // Стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Москва, ГИН РАН. 2013в. С. 332-334.
- Васильева О.Н.* Эоценовые последовательности диноцист в Южном Тургае // Ежегодник-2013, Труды ИГГ УрО РАН. 2014а. Вып.161. С. 15-26.
- Васильева О.Н.* Зональная последовательность диноцист эоцена южной части Тургайского прогиба (Челкарская впадина, Казахстан) // Литосфера. 2014б. №6. С. 132-140.
- Васильева О.Н.* О возрасте тавдинской свиты в Тургайском прогибе // Ежегодник-2014, Труды ИГГ УрО РАН. 2015. Вып.162. С. 8-20.
- Васильева О.Н.* Диноцисты морского палеогена Зауралья // Ежегодник-2015, Труды ИГГ УрО РАН. 2016. Вып.163. С. 8-17.

Васильева О.Н., Левина А.П. Органикостенный микрофитопланктон в верхнемеловых и палеогеновых отложениях разреза Кушмурун Тургайского прогиба (Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2007. Т. 82, вып. 2. С. 40-56.

Васильева О.Н., Левина А.П. Палеоцен-раннеэоценовые палинофлоры Северного Казахстана // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2010. Вып. 14. С. 151-166.

Васильева О.Н., Малышкина Т.П. Микрофитофоссилии и эласмобранхии в палеогеновом разрезе карьера «Першинский» Среднего Зауралья // Ежегодник-2001. ИГГ УРО РАН. Екатеринбург. 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 наннопланктону (Новоузенская опорная скважина). Статья 1. Обоснование возраста отложений и корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010а. Т. 18. 1. С. 88-109.

Васильева О.Н., Мусатов В.А. Биостратиграфия палеогена Северного Прикаспия по диноцистам и наннопланктону (Новоузенская опорная скважина). Статья 2. Биотические события и палеоэкологические обстановки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010б. Т. 18. 2. С. 77-98.

Васильева О.Н., Железко В.И., Папулов Г.Н. О возможности уточнения возраста чеганской свиты бассейна Тобола по микрофитопланктону и ихтиофауне // Ежегодник-1988. ИГГ УРО РАН. Свердловск. 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 стратиграфии верхнего палеозоя – нижнего кайнозоя Урала: Сб. статей. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. 1994. С. 139-151.

Васильева О.Н., Амон Э.О., Железко В.И. Диноцисты, фораминиферы и стратиграфия талицкой свиты (палеоцен) в Среднем Зауралье // Стратиграфия и палеонтология. Ежегодник-2000. ИГГ УРО РАН. Екатеринбург. 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 // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. 2001. Вып.6. С. 61-73.

Васильева О.Н., Малышкина Т.П., Амон Э.О. Корреляция биозональных шкал по диноцистам, фораминиферам и ихтиофауне для палеогена Зауралья и Северного Тургая // Топорковские

чтения. Вып. VII: Сб. докл. седьмой междунар. науч. конф. Т. 1. г. Рудный: Рудненский индустриальный ин-ут. 2006. С. 380-389.

Вегуни А.Т. Палеоген Армении и сопредельных территорий. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Львов, 1978. 48 с.

Возженникова Т.Ф. К вопросу о систематике ископаемых перидиней // Доклады АН СССР. 1961. Т.139. №6. С. 1461-1462.

Возженникова Т.Ф. Введение в изучение ископаемых перидинеевых водорослей // Москва, Наука. 1965. 156 с.

Возженникова Т.Ф. Ископаемые перидиней юрских, меловых и палеогеновых отложений СССР // Москва, Наук. 1967. 350 с.

Возженникова Т.Ф. Диноцисты и их стратиграфическое значение // Новосибирск, наука. 1979. 223 с.

Вялов О.С. Бахчисарайский разрез палеогена. I. Основные обнажения палеоцена // Геол. и геохим. горюч. ископ. 1976. Вып. 47. С. 80-88.

Вялов О.С. Бахчисарайский разрез палеогена. II. Основные обнажения эоцена и олигоцена // Геол. и геохим. горюч. ископ. 1977. Вып. 48. С. 93-102.

Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР // Изд-во АН АрмССР, Ереван. 1964. 276 с.

Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г. К геохимии сапропелитовых прослоев в палеогеновых отложениях Центрального Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 1991. №6. С. 84-98.

Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 5. С. 492–517.

Гарецкий Р.Г., Самодуров В.И., Янишин А.Л. К стратиграфии верхнемеловых отложений к Ассарминской антиклинали на западном берегу Аральского моря // Доклады АН СССР. 1959. Т. 124, №5. С.1109-1112.

Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 1: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. Под редакцией Крашенинникова В.А., Ахметьева М.А. Москва, ГЕОС. 1996. 314 с.

Геология СССР. Том XXI. Западный Казахстан. Часть I. Геологическое описание. Книга 1. 1970. 979 с.

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. Ленинград, Госгеолтехиздат. 1961. С. 264-271.

- Глезер З.И.* Диатомовые водоросли палеогена // Диатомовые водоросли СССР. Т.1. Ленинград, «Наука». 1974. С. 109-146.
- Глезер З.И.* Значение комплексов диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей палеогена Западной Сибири для межрегиональных корреляций // Под ред. С.Б. Шацкого. Палеоген и Неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 56-64.
- Глезер З.И.* Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. Геология. 1979. № 11. С. 19-30.
- Глезер З.И., Табачникова И.П.* Биостратиграфия палеогеновых отложений Северного и Восточного Прикаспия // Сов. геол. 1985. № 8. С. 56–64.
- Горбунов В.С.* Радиоларии среднего и верхнего эоцена Днепровско-Донецкой впадины. Наукова думка. 1979. 177 с.
- Голев Б.Т., Андреева-Григорович А.С.* Нуммулитиды и наннопланктон палеогенового разреза г. Белокаменска (Инкерман) в Крыму // Палеонтол. сборник (Львов). 1982. № 19. С. 97-106.
- Голев Б.Т., Андреева-Григорович А.С.* О возрасте нуммулитовых известняков Крыма // Палеонтол. сборник (Львов). 1989. № 26. С. 74-78.
- Голубятников В.Д.* О границе меловых и третичных отложений Дагестана и о явлениях внутрiformационных нарушений // Материалы Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного института. Общая серия. Сб. 3. 1938. С. 23-49.
- Горбовец А.Н.* Радиоларии палеогена Западной Сибири // Под ред. С.Б. Шацкого. Палеоген и Неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 52-55.
- Григорович А.С.* Перидинеи из пограничных слоев палеогена и неогена в Причерноморской впадине // Палеонтологический сборник. 1972. № 9. Вып. 2. С. 64-69.
- Григорович А.С.* К характеристике микрофитопланктона верхнеэоценовых отложений Крыма, Центрального Предкавказья и южных Ергеней. Микрофоссилии СССР // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1974. Вып. 81. С. 86-98.
- Григорян С.М.* Фауна нуммулитид верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Юго-Западной части Армянской ССР // Стратиграфия и литология Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР. 1979. 100 с.
- Григорян С.М.* Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР // Изд-во АН АрмССР. 1986. 216 с.
- Григялис А.А., Бурлак А.Ф., Зосимович В.Ю., Иванюк М.М., Краева Е.Я., Люльева С.А., Стотланд А.Б.* Новые данные по стратиграфии и палеогеографии палеогеновых отложений запада европейской части СССР // Советская Геология. 1988. №12. С. 41-54.
- Гричук В.П.* Палинологический анализ отложений // Проблемы физической географии. 1940. Т. VIII. С. 53-57.

- Гроссгейм В.А.* Палеоген Северо-Западного Кавказа // Тр. Краснодар. Фил. всесоюз. нефтегаз. науч.-иссл. ин-та. 1960. Вып. 4. С. 3-190.
- Даргевич В.А.* К вопросу о возрасте максимальной трансгрессии палеогена в южной части Западно-Сибирской плиты // Под ред. С.Б. Шацкого. Палеоген и Неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 82-85.
- Даргевич В.А., Лысенко А.Г.* Палеогеография эоцена в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 78-81.
- Дрожащих Н.Б., Захаров Ю.Ф., Киселева О.Т., Рубина Н.В.* К вопросу о границе между люлинворской и чеганской свитами в палеогеновых отложениях Западной Сибири // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 7. Москва: Недра, 1968. С. 158-160.
- Железко В.И., Козлов В.А.* Эласмобранхии и биостратиграфия палеогена Зауралья и Средней Азии // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. 1999. Вып. 3. 324 с.
- Жижченко Б.П.* К проблеме ярусного деления палеогеновых отложений Юга Советского Союза. Москва, ВНИИГАЗ. 1965. 48 с.
- Закревская Е.Ю.* Ассилины, оперкулины и раникоталии Крыма и их биостратиграфическое значение. Москва, наука. 1993. 112 с.
- Закревская Е. Ю.* Стратиграфическое распространение крупных фораминифер в палеогене Северо-Восточного Перитетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 66–86
- Зальцман И.Г.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Красноярск: Красноярское кн. Изд-во. 1968. 152 с.
- Зальцман И.Г.* Стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений южных районов Западно-Сибирской равнины // Под ред. С.Б. Шацкого. Палеоген и Неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 33-40.
- Запорожец Н.И.* Палинокомплексы и комплексы фитопланктона верхнеэоценовых и олигоценовых отложений скважины №1 (пос. Ланджар, Армения) // Палеофлористика и стратиграфия фанерозоя, Москва, ГИН РАН. 1989. С. 85-103.
- Запорожец Н.И.* Палинокомплексы и фитопланктон верхнеэоценовых и олигоценовых отложений по опорной скважине № 3006 (Северо-Западное Приаралье) // Изв. АН КазССР. Сер. Геол. № 1. С. 37-48.
- Запорожец Н.И.* Палинология и фитопланктон нижнего олигоцена Северного Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. №1. С. 128-136.

- Запорожец Н.И.* Новые данные по флоростратиграфии эоцена и олигоцена Северных Ергеней (юг Русской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. №3. С. 56-73.
- 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 Омского 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.
- Запорожец Н.И., Андреева-Григоревич А.С.* Органикостенный фитопланктон в отложениях верхнего эоцена – нижнего олигоцена на территории бывшего СССР // Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 2. Геологические и биотические события / Под ред. В.А. Крашенинникова, М.А. Ахметьева. М., ГЕОС. 1998. С. 23-33.
- Запорожец Н.И., Ахметьев М.А.* Средний и верхний эоцен Омского прогиба, Западно-Сибирская плита: палинологические, стратиграфические, гидрологические и климатические аспекты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 1. №1. С. 102-126.
- Запорожец Н.И., Ахметьев М.А., Синельникова В.Н.* Органикостенный фитопланктон палеогена опорных разрезов Западной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. №6. С. 94-116.
- Запорожец Н.И., Ахметьев М.А., Витухин Д.И., Синельникова В.Н., Фрегатова Н.А., Соловьев А.В., Хисамутдинова А.И.* Шкала морского нижнего палеогена Западной Камчатки по диноцистам (Тигильский район) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2015. Т. 90. Вып. 1. С. 18-41.
- Затула К.Ф.* Комплексы гистрихосфер из янтареносных отложений Прибалтики // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212. №4. С. 981-983.
- Здобнова Е.Н.* Водоросли *tasmanites* Newton, 1875 нижнепермских отложений // Известия Саратовского университета. 2011. Т. II. Серия Науки о Земле. Вып. 2. С. 57-63.
- Зелинская В.А., Стотланд А.Б. и др.* Материалы к стратиграфической схеме Украины. Палеонтология и стратиграфия фанерозоя Украины. Сборник научных трудов, Киев. 1984.
- Зернецкий Б. Ф., Люльева С. А., Рябоконт Т. С.* Анализ Бахчисарайского стратотипа палеогена Украины с позиций современной зональной стратиграфии // Геологический журнал. 2003. № 3. С. 98–108.

- Зосимович В.Ю.* Некоторые проблемы стратиграфии палеогена и неогена Северо-украинской палеоседиментационной провинции // Палеонтологические и биостратиграфические проблемы Украины. Киев. 2006. С. 160-172.
- Зосимович В.Ю., Зернецький Б.Ф., Андреева-Григорович А.С., Люльева С.А., Маслун Н.В., Рябоконт Т.С., Шевченко Т.В.* Регіонариси палеогену платформної України // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України. Киев. 2005. С. 118-132.
- Зосимович В.Ю., Ключников М.М., Носовський М.Ф.* Про схему стратиграфічного розчленування палеогенових відкладів платформенної частини УРСР // Геологический журнал. 1963. Т. 23. Вып. 6. С. 41-50.
- 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.
- Кисельман Э.Н.* Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Под ред. С.Б. Шацкого. Палеоген и Неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука. 1978. С. 41-51.
- Козлова Г.Э., Горбовец А.Н.* Радиолярии верхнемеловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Ленинград, Недра. 1966. 156 с.
- Козлова Г.Н., Стрельникова Н.И., Хохлова И.Е.* Морской палеоген юго-западного Приуралья: стратиграфия по кремневому микропланктону (скв. СП-1 и 148) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 501. М.: ГЕОС, 1998. С. 193–205.
- 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.
- Колтыпин С.Н.* Верхнемеловые отложения Урало-Эмбинской солянокупольной области, Юго-Западного Приуралья и Примугоджарья // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 109. 218 с.
- Копачевич Л. Ф., Алисова Е. А., Никшин А. М., Яковшина Е. В.* Крымская эоценовая нуммулитовая банка // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 3. С. 64–66.
- Кораллова В.В.* Комплексы спор и пыльцы из палеогеновых отложений Причерноморской впадины и их значение для корреляции // Геология и рудоносность юга Украины. Изд-во Днепр. ун-та. 1968. Вып. 1. С. 21-28.
- Кораллова В.В.* Споры и пыльца нижнего палеоцена Молочанской депрессии Причерноморской впадины // Проблемы палинологии. Киев, Наукова Думка. 1971. Вып. 1. С. 129-138.
- Кораллова В.В.* Споры и пыльца нижнего палеоцена северной части Причерноморской впадины // Палинология кайнофита. Москва, Наука. 1973. С. 52-55.

- Кораллова В.В.* Палинологическая характеристика палеоценовых отложений Северного Причерноморья // Палеонтологический сборник. 1974. Вып. I. № 11. С. 81-86.
- Кораллова В.В.* К вопросу о нижней границе палеогена в Причерноморье по палинологическим данным // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Изд-во Днепр. ун-та. 1975. Вып. I. С. 40-43.
- Кораллова В.В., Лейе Я.Б., Панова Л.А.* Спорово-пыльцевые комплексы эоценовых и олигоценовых отложений Бахчисарайского района Крыма // Геология и рудоносность юга Украины. Днепропетровск. 1973. Вып. 6. С. 3-19.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г.* Соотношение зональных шкал по планктонным фораминиферам и наннопланктону в разрезах палеогена Северного Кавказа // Вопросы микропалеонтологии. 1975. Вып. 18. С. 212-224.
- Крашенинников В.А., Птухян А.Е.* Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным микроорганизмам и нуммулитам (региональная стратиграфия, зональные шкалы, их соотношение) // Вопросы микропалеонтологии. Москва, Наука. 1986. Вып. 28. С. 60-98.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г., Птухян А.Е.* Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, наннопланктону и нуммулитам. Ст. 1: Опорные разрезы палеогена Армении // Вопросы Микропалеонтологии. Москва, Наука. 1985. Вып. 27. С. 130-169.
- Крашенинников В.А. и др.* Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть II: Геологические и биотические события // Труды ГИН, Вып. 507, Москва, ГЕОС. 1998. 250 с.
- 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 // Геология и Геофизика. 1987. №6. С. 11-17.
- Кулькова И.А.* Микрофитофоссилии эоцена Западной Сибири // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука. 1988. С. 25-35.
- Кулькова И.А., Шацкий С.Б.* Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и Геофизика. 1990. №1. С.25-31.
- Ланге О.К., Мирчинк Г.Ф.* О верхнемеловых и третичных отложениях окрестностей Бахчисарая. БМОИП. 1909. Т. 23.

- Лебедева Н.К.* Диноцисты и биостратиграфия верхнемеловых отложений севера Сибири: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск. 2008. 33 с.
- Лейе Я.Б.* Флористическое обоснование расчленения палеогеновых и неогеновых отложений Армении (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Палеопалинологический метод в стратиграфии. Ред. С.Р. Самойлович. Ленинград, Недра. 1968. С. 175-186.
- Лейе Я.Б.* Палинологическая характеристика стратотипического разреза эоцена юга Европейской части СССР (Бахчисарайский район, Крым) // Палинология кайнофита. Тр. III межд. палин. конф. Москва, Наука. 1973. С. 60-64.
- Лейе Я.Б., Лейе Ю.А.* К вопросу о возрасте третичных вулканогенно-осадочных образований Ширакского хребта (Северная Армения) // ДАН АрмССР. 1960. Т. XXXI. №2. С. 111-116.
- Леонов Г.П., Алимарина В.П.* Вопросы стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Северо-Западного Кавказа. Изд-во МГУ. 1964. 203 с.
- Липман Р.Х.* Зональное расчленение морского палеогена Западно-Сибирской низменности. Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. Л.: Гостоптехиздат. 1957. С. 201-207.
- Липман Р.А.* Значение радиолярий для межконтинентальной корреляции отложений палеогена // Советская геология. 1975. №6. С. 29-36.
- Липман Р.А.* Новые данные о радиоляриях стратотипа палеогеновых отложений Бахчисарайского района Крыма // Стратиграфия кайнозоя Сев. Причерноморья и Крыма. Днепропетровск. 1984. С. 30-40.
- Лыгина Е.А., Копачевич Л.Ф., Никишин А.М., Шалимов И.В., Яковичина Е.В.* Нижне-среднеэоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестник Московского университета. 2010. Т. 4. №6. С. 11-22.
- Музылев Н.Г.* Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону. Москва, Наука. 1980. 83 с.
- Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П.* Сапропелевые прослои в нижнепалеогеновых отложениях юга СССР // Известия Академии Наук СССР. Серия геол. 1989. Т. 11. С. 117-119.
- Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Ступин С.И.* Палеонтологические и геохимические особенности верхнепалеоценовых сапропелитов Центрального Кавказа // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии Фанерозоя. Москва. ГЕОС. 1996. С. 117-127.
- Муратов М.В., Немков Г.И.* Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена Юга СССР // Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР. Москва, Изд-во АН СССР. 1960. С. 15-23.

- Мурашко Л.И., Бурлак А.Ф., Давыдик К.И.* Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Беларуси. 27 с.
- Нагорская Е.П., Александрова Л.В., Ильенко Л.Л.* Палеоцен и эоцен Кетского Приобья // Под ред. С.Б. Шацкого. Палеоген и Неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 93-100.
- Найдин Д.П.* Граница мела и палеогена // Границы геологических систем. М.: Наука. 1976. С. 225-257.
- Найдин Д.П.* Границы мела и палеогена: стратиграфические аспекты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 5. С. 71-85.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* Разрез палеогена г. Сувлу-Кая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 75-86.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* Граница кампанского и маастрихтского ярусов в разрезе Актулагай (Прикаспий) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Том 14. № 4. С. 97-107.
- Немков Г.И., Бархатова Н.Н.* Нуммулиты, ассилины и оперкулины Крыма // Тр. Геол. Музея АН СССР им. Карпинского. 1961. Вып. 5. С. 7-22.
- Никитина Ю.П., Загороднюк В.И.* Сопоставление зон, выделенных по фораминиферам и радиоляриям, в эоцене юга-востока Русской платформы и Скифской плиты // Изв. Сев.-Кавказ. Научного центра высшей школы. Сер. Естеств. науки. 1976. № 2. С. 62–66.
- Никитина Ю.П., Волчегурский Л.Ф., Магретова М.Д., Маркова Т.П.* Стратиграфия и фации палеогеновых отложений междуречья Эмбы—Уил (восточная часть Прикаспийской впадины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 4. С. 71–81.
- Николаева Н.А.* Остракоды нижнего и среднего палеогена Бахчисарайского стратотипического разреза // Сб. науч. трудов Днепр. ун-та. 1978. Вып. 2. С. 60-67.
- Николаева Н.А.* Распространение остракод в Бахчисарайском разрезе палеогена Крыма // Belgrad: Proc. 7th Intern. Symp. Ostracodes. 1979. P. 145-149.
- Олейник Э.С.* Некоторые новые и характерные виды перидиней из исфарино-ханабадских слоев (верхний эоцен) Таджикистана // Дониш, Душанбе. 1975. С. 224-243.
- Олейник Э.С.* Некоторые новые и малоизученные виды перидиней и зеленых водорослей из палеогеновых отложений Таджикистана // Палеонтологический сборник. 1976. № 13. С. 84 — 90.
- Олейник Э.С.* Позднеэоценовый и олигоценовый микрофитопланктон Южно-Таджикской депрессии и Гиссарского хребта (систематический состав, экология и стратиграфическое значение): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент. 1979. С. 26.

Олейник Э.С. Этапность развития палеогенового микрофитопланктона юго-востока Средней Азии // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев. 1986. С. 55-57.

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. 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 (приложение к журналу Геология и Геофизика). 2008. Том 49, Вып. 10-11. С. 347-350.

Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Щербинина Е.А. Комплексный микропалеонтологический анализ эоценовых отложений восточного Прикаспия (скв.57, Шубарсайская мульда, Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2015. Т. 90, вып. 1. С. 42-80.

Панова Л.А. Палеоценовые и эоценовые комплексы спор и пыльцы Западно-Сибирской низменности (южной и центральной части) // Палинологический метод в стратиграфии. Ленинград, Недра. 1968. С. 206-225.

Панова Л.А. Распределение спор и пыльцы в палеогеновых отложениях Бахчисарайского стратотипического разреза // Сб. науч. Трудов Днепров. Ун-та. 1978. Вып. 2. С. 69-80.

Панова Л.А., Малигонова Е.Ю., Табачникова И.П. Миоспоры и наннопланктон эоцено-олигоценых отложений северного борта Ахалцихской депрессии. Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 324. 1984. С. 74-94.

Панова Л.А., Громова Н.С., Малигонова Е.Ю. Палиностратиграфия палеогеновых отложений // Практическая палиностратиграфия. 1990. С. 149-179.

Петрова И.В. Рекомендации по методике палинологической обработки отложений // Л.: ВСЕГЕИ. 1986. 77 с.

Петросьянц М.А. Исследование микрофоссилий для выявления обстановок древнего осадконакопления // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1984. №11. С. 73-79.

Путеводитель экскурсий. (XII Европейский микропалеонтологический коллоквиум). Часть I. Крым. М.: МГУ. 1971. 149 с.

Радионова Э.П. Сравнительное изучение эоценовых диатомей приокеанических и платформенных разрезов (Северная Атлантика и Русская платформа) // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 500. М.: ГЕОС, 1996. С. 83-101.

- Радионова Э.П.* О методике построения эпиконтинентальных зональных шкал палеогена по диатомеям (на примере расчленения эоценовых отложений скв. СП-1, Северо-Восточный Прикаспий) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 501. М.: ГЕОС, 1998. С. 206–219.
- Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е., Беньямовский В.Н.* Эоценовые отложения северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины (биостратиграфия и циклический анализ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 85–102.
- Решение Постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР. 1962 // Сов. геология. 1963. № 4. С. 145-154.
- Ростовцев Н.Н.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информационный сборник. Л., ВСЕГЕИ. 1955. Вып. 1055. № 2. с. 3—11.
- Ротман Р.Н.* Спорово-пыльцевой комплекс отложений датского яруса Бахчисарайского района Крыма // Проблемы палинологии. Киев, наукова думка. 1971. Вып. 1. С. 117-123.
- Ротман Р.Н.* Палинологические исследования стратотипического разреза датско-палеоценовых отложений Крыма (Бахчисарайский район) // Палинология кайнофита. Тр. III межд. палин. конф. Москва, Наука. 1973. С. 47-52.
- Ротман Р.Н.* Споры и пыльца пограничных отложений верхнего палеоцена и нижнего эоцена Крыма // Ископаемая фауна и флора Украины: Материалы III сессии УПО, Киев. 1983. С. 130-136.
- Ротман Р.Н.* О находках остатков водорослей в дат-палеоценовых и нижнеэоценовых отложениях Крыма // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев. 1986. С. 57-60.
- Рубина Н.В., Дрознес М.А.* Эоценовые отложения Нижнего Приобья // решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению.... Ленинград. 1961. С. 264-271.
- Саакян-Гезалян Н.А.* Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Ереван, Изд-во АН АрмССР. 1957. 140 с.
- Савельева Ю.Н.* Распространение остракод в пограничных отложениях мела и палеогена Юго-Западного Крыма // Геология Крыма. Ученые записки каф. Истор. Геологии. Вып. 2. НИИЗК СпбГУ. 2002. С. 56-74.
- Савицкая Н.А.* Нанопланктон і диноцисти середньо-верхньоеоценових відкладів платформної України: Авторефер. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев. 1996. 22 с.
- Соколов Н.А.* Нижнетретичные отложения южной России. Труды Геол. комитета, Спб. 1893. Т. 9. №3.

Сотникова М.А. Морской олигоцен Бетпакдалы (Южный Казахстан) // Палинология в биостратиграфии, палеоэкологии и палеогеографии. Москва, Ин- геологии и разработки горюч. ископаемых. 1996. С. 132.

Стотланд А.Б. Микрофитофоссилии позднего эоцена-среднего миоцена Днепровско-Донецкой впадины и их стратиграфическое значение: Авторефер. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев. 1984. 26 с.

Стотланд А.Б. Корреляция олигоценовых отложений Днепровско-Донецкой впадины по динофлагеллатам // Актуальные вопросы современной палеоальгологии. Киев. 1986. С. 60-65.

Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система // Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ. Ленинград, Недра. 1982. 616 с.

Стратиграфия СССР. Палеогеновая система / под ред. В. А. Гроссгейма, И. А. Коробкова. Москва, Недра. 1975. 524 с.

Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины. Киев, накова думка. 1987.

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

Шарафутдинова Н.Г. Роль ископаемого микрофитопланктона в стратиграфическом расчленении палеогеновых отложений юго-восточной части Тургайского прогиба // Палинологические исследования в Казахстане. Алма-Ата. 1981. С. 44-49.

Шарафутдинова Н.Г. Распределение микрофитопланктона в палеогеновых отложениях северо-восточной части Тургайского прогиба // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, Наука. 1984. С. 103-105.

Шарафутдинова Н.Г. Диноцисты на границе маастрихта и дания в разрезе Кошак (Мангышлак) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1992. Т.67, вып. 2. С. 92-98.

Шатский Н.С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым // Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 1. Из-во АН СССР. 1963. С. 115-216.

Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Западной Сибири // Под ред. С.Б. Шацкого. 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., Васильев И.П., Горбовец А.Н., Горюхин Е.А., Кривенцов А.В., Сильвестров В.Н., Стасов В.И., Толкачев М.В., Фадеев А.И., Фрейман Е.В., Шамахов А.Ф.* 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. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев. 2002. 24 с.
- Щербинина Е.А., Александрова Г.Н., Яковлева А.И., Ступин С.И., Закревская Е.Ю.* Микробиота и стратиграфия нижнепалеогеновых отложений Урминского плато центрального Дагестана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. №1. С. 65-99.
- Щербинина Е.А., Яковлева А.И., Закревская Е.Ю.* Зональная стратиграфия разреза Ланджар южной Армении по наннопланктону, диноцистам и крупным фораминиферам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017.
- Щербинина Е.А., Гаврилов Ю.О., Яковлева А.И., Покровский Б.Г., Голованова О.В., Музылев Н.Г.* Проявления раннеэоценового температурного оптимума в бассейне Северного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. Сдана.
- Штукенберг А.А.* Геологический очерк Крыма. Материалы для геологии России. Спб. 1873. Т. 5.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия нижних горизонтов палеогена Центрального Предкавказья по фораминиферам. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1956. Вып. 164. Геол. серия. № 71.
- Шуцкая Е.К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // М.: Недра. 1970. 255 С.
- Шуцкая Е.К., Кузнецова К.И.* Сопоставление «сероцвета» и «пестроцвета» Дагестана // Бюлл. МОИП. 1953. Отд. геол. Т. XXVIII. № 6. С. 75-78.
- Яковлева А.И.* Эоценовые микрофоссилии из разреза Сары-Оба (северное Приаралье) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 3. С. 51-55.
- Яковлева А.И.* Детализация эоценовой диноцистовой шкалы для восточного Пери-Тетиса // Бюл. МОИП. Отд. геол., в печати.
- Яковлева А.И., Александрова Г.Н.* К вопросу об уточнении зонального деления по диноцистам палеоцен-эоценовых отложений Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88, вып. 1. С. 59-82.
- 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.
- Яншин А.Л.* Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития. М., МОИП. 734 с.

- Abdelmalak M.M., Meyerb R., Planke S., Faleide J.I., Gernigon L., Frieling J., Sluijs A., Reichart G.-J., Zastrozhnov D., Theissen-Krah S., Said A., Myklebust R.* Pre-breakup magmatism on the Vøring Margin: Insight from new sub-basalt imaging and results from Ocean Drilling Program Hole 642E // *Tectonophysics*. 2016. V. 675. P. 258-274.
- Agelopoulos J.* *Hystrichostrogylon membraniphorum* n.g. n.sp. aus dem Heiligenhafener Kieselton (Eozän) // *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*. 1964. No.11. P. 673-675.
- Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pälike H., Backman J., Rio D.* Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes // *Newsletters on Stratigraphy*. 2014. V. 47. N2. P. 131–181.
- Aleksandrova G.N., Radionova E.P.* On the late Paleocene stratigraphy of the Saratov Volga Region: Micropaleontological characteristics of the Kamyshin Formation, Dyupa Gully section // *Paleon. J.* 2006. V. 40(5). P. 543-557.
- Ali J.R., Jolley D.W.* Chronostratigraphic framework for the Thanetian and lower Ypresian deposits of southern England // In: Knox R.W.O'B., Corfield R.M., Dunay R.E. (Eds.), *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe*. Geological Society, London, Special Publications. 1996. V. 101. P. 129-144.
- Anderson D.M., Taylor C.D., Armbrust E.V.* The effects of darkness and anaerobiosis on dinoflagellate cyst germination // *Limnology and Oceanography*. 1987. V. 32. P. 340– 351.
- Andreeva-Grigorovich A.S., Vaga D.D.* Nannofossil biostratigraphy of the Paleogene sediments of the Crimea-Caucasus region (southern Ukraine and Russia) // *Abstracts of 4th French Congress on Stratigraphy*, 30.08-03.09, Paris, France. 2010. P. 6-8.
- Assarsson G., Granlund E.* En metod för pollenanalys av minerogena jordarter // *Geolog. Fören/ Förhandl.* 1924. Bd. 46. P. 76.
- 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* 89. 1983. P. 1-317.
- Aubry M.-P.* Paleogene calcareous nannoplankton biostratigraphy of Northwestern Europe // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1986. V. 55. P. 267-334.
- Aubry M.-P., Thiry M., Dupuis C., Berggren W.A.* The Sparnacian deposits of the Paris Basin: A lithostratigraphic classification // *Stratigraphy*. 2005. V. 2(1). P. 65-100.
- Benedek P.N., Gocht H.* *Thalassiphora pelagica* (Dinoflagellata, Tertiär): elektronenmikroskopische Untersuchung und Gedanken zur Paläobiologie // *Palaeontographica, Abteilung B*. 1981. V. 18. P. 39-64.

- Benedek P.N., Müller C.* Nannoplakton-Phytoplankton Korrelation im Mittel- und Ober-Oligozän von NW-Deutschland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte. 1974. V. 7. P. 385-397.
- Beniamovski V.N., Alekseev A.S., Ovechkina M.N., Oberhänsli H.* Middle to upper Eocene dysoxic-anoxic Kuma Formation (northeast Peri-Tethys): Biostratigraphy and paleoenvironments // In: Wing S.L., Gingerich F.D., Schmitz B., Thomas E. (Eds.), Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper Vol. 369. 2003. P. 95–112.
- Berger W.H., Smetacek V.S., Wefer G.* Ocean productivity and paleoproductivity—an overview // In: Berger W.H., Smetacek V.S., Wefer G. (Eds.), Productivity of the Ocean: Present and Past. Life Sciences Research Report. 1989. V. 44. P. 1-34.
- Berggren W.A.* Tertiary boundaries // In: Funell B.F., Riedel W.R. (Eds.), Micropaleontology of the Oceans. Cambridge University Press, Cambridge 1971. P. 693-809.
- Berggren W.A.* Cenozoic timescale. Some implications for regional geology and paleobiogeography // *Lethaia*. 1972. No.5. P. 195-213.
- Bignot G., Gruas-Cavagnetto C., Guernet C., Perreau M., Renard M., Riveline J., Tourencq J.* Le Sparnacien de Soissons (Aisne, France): Etude sédimentologique et paléontologique // *Bull. d'Information des Géologues du Bassin de Paris*. 1981. V. 18. P. 3-19.
- Bijl B.K., Sluijs A., Brinkhuis H.* A magneto- and chemostratigraphically calibrated dinoflagellate cyst zonation of the early Palaeogene South Pacific Ocean // *Earth-Science Reviews*. 2013. V. 124. P. 1-31.
- Bijl P.K., Schouten S., Brinkhuis H., Sluijs A., Reichart G.-J., Zachos J.C.* Early Palaeogene temperature evolution of the Southwest Pacific Ocean // *Nature*. 2009. V. 461. P. 776–779.
- Blow W.H.* Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // *Proceedings of the First International Conference on Planctonic Microfossils*. Geneva; Brill: Leiden. 1969. V.1. P. 199-422.
- Bolle M.-P., Pardo A., Hinrichs K.-U., Adatte T., Von Salis K., Burns S., Keller G., Muzylev N.* The Paleocene-Eocene transition in the marginal northeastern Tethys (Kazakhstan and Uzbekistan) // *Int. J. Earth Sci.* 2000. V. 89. P. 390-414.
- Brinkhuis H.* Late Eocene to early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 1994. V. 107. P. 121-163.
- Brinkhuis H., Biffi U.* Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Eocene/Oligocene transition in central Italy // *Marine Micropaleontology*. 1993. V. 22. P. 131– 183.
- Brinkhuis H., Sengers S., Sluijs A., Warnaar J., Williams G.L.* Latest Cretaceous to earliest Oligocene, and Quaternary dinoflagellate cysts from ODP Site 1172, East Tasman Plateau // In: Exxon N.F., Kennett

- J.P., Malone M. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 2003. V. 189. P. 1-48.
- Bujak J.P.* Proposed phylogeny of the dinoflagellates *Rhombidium* and *Gochtodinium* // *Micropaleontology*. 1979. V. 25. P. 308-324.
- Bujak J.P., Brinkhuis H.* Global Warming and Dinocyst Changes Across the Paleocene/Eocene Epoch Boundary// In: Aubry M.-P., Lucas S.P., Berggren W.A. (Eds), Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records. Columbia University Press, New York. 1998. P. 277-295.
- Bujak J.P., Davies E.H.* Modern and fossil Peridiniineae // *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series*. 1983. No. 13. 203 p.
- Bujak J.P., Mudge D.* A high-resolution North Sea Eocene dinocyst zonation // *Journal of the Geological Society, London*. 1994. V. 151. P. 449-462.
- Bujak J.P., Downie D., Eaton G.L., Williams G.L.* Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Eocene of southern England. *Special Papers in Palaeontology*, 24. 1980. 100 p.
- Caro Y.* Contribution à la connaissance des dinoflagellés du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles // *Revista Española de Micropaleontología*. 1973. No.5(3). P. 329-372.
- Châteauneuf J.J.* Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris (France) // *Mémoires du BRGM*. 1980. No.116/ 360 p.
- Châteauneuf J.J., Fauconnier D.* Etude palynologique des sondages du lac Léman // *C.R. 10^{ème} Congr. Intern. INQUA, Birmingham*. 1977. P. 371-412.
- Châteauneuf J.J., Gruas-Cavagnetto C.* Etude palynologique du Paléogène de quatre sondages du bassin parisien (Chaignes, Montjavoult, Le Tillet, Ludes) // *Mém. Du BRGM*. 1968. V. 59. P. 113-162.
- Châteauneuf J.J., Gruas-Cavagnetto C.* Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du Bassin de Paris. Comparaison et corrélations avec les zones du Paléogène des bassins du Nord-Ouest de l'Europe // *Bull. BRGM (2-ème série). Section IV*. 1978. No.2. P. 59-93.
- Châteauneuf J.J., Trauth N.* Palynologie, composants minéralogiques majeurs et phase argileuse des Marnes bleues d'Argenteuil. Contribution à la reconstitution du milieu de dépôt // *Mem. B.R.G.M.* 1972. V. 77. P. 329-336.
- Clemmensen A., Thomsen E.* Palaeoenvironmental changes across the Danian-Selandian boundary in the North Sea Basin // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005. V. 219. P. 351-394.
- Collinson M.E., Steart O.C. et al.* Palynological evidence of vegetation dynamics in response to palaeoenvironmental change across the onset of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at Cobham, southern England. *Crana*. 2009. V. 48. P. 38-66.

- Cooper J.* British Tertiary stratigraphical and rock terms. Tertiary Research, Special Paper. 1976. V. 1. P. 1-37.
- Costa L.I., Downie C.* The distribution of the dinoflagellate *Wetzeliella* in the Paleogene of North-Western Europe // *Palaeontology*. 1976. No.19. P. 591-614.
- Costa L.I., Manum S.B.* The distribution of the interregional 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*. 1988. B.A, H. 100. P. 321-330.
- Costa L.I., Müller C.* Correlation of Cenozoic dinoflagellate and nannoplankton zones from the NE Atlantic and NW Europe // *Newsletters on Stratigraphy*. 1978. V. 7. P. 65-72.
- Costa L.I., Dennison C., Downie C.* The Paleocene/Eocene boundary in the Anglo-Paris Basin // *Journal of the Geological Society*. 1978. V. 135. P. 261-264.
- Cookson I.C.* Cretaceous and Tertiary microplankton from southeastern Australia // *Proceedings of the Royal Society of Victoria*. 1965. V. 78(1). P. 85-93.
- Cramer B. S., Wright J. D., Kent D. V., Aubry M.-P.* Orbital climate forcing of $\delta^{13}\text{C}$ excursions in the late Paleocene–early Eocene (chrons C24n –C25n) // *Paleoceanography*. 2003. V. 18(4) P. 1097. doi:10.1029/2003PA000909.
- Crouch E.M.* Environmental change at the time of the Paleocene–Eocene biotic turnover. PhD thesis, Utrecht University, Utrecht (LPP contribution series 14). 2001.
- Crouch E.M., Brinkhuis H.* Environmental change across the Paleocene-Eocene transition from eastern New Zealand: A marine palynological approach // *Marine Micropaleontology*. 2005. V. 56. P. 138-160.
- Crouch E.M., Heilmann-Clausen C., Brinkhuis H., Morgans H.E., Rogers K.M., Egger H., Schmitz B.* Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum // *Geology*. 2001. No.29. P. 315-318.
- Crouch E.M., Brinkhuis H., Visscher H., Adatte T., Bolle M.-P.* Late Paleocene-Early Eocene Dinoflagellate Cyst Records from the Tethys: Further Observations on the Global Distribution of *Apectodinium* // In: Wing S.L., Gingerich F.D., Schmitz B., Thomas E. (Eds.), *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper Volume 369. 2003. P. 113–131.
- Crouch E.M., Willumsen P.S., Kulhanek D., Gibbs S.* A revised Paleocene (Teurian) dinoflagellate cyst zonation from eastern New Zealand // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2014. V. 202. P. 47-79.
- Curry D., Smith A.J.* New discoveries concerning the geology in the central and eastern parts of the English Channel // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 1975. A279. P. 155-167.
- Curry D., Adams C.O., Boulter M.C., Dilley E.C., Eams F.E., Funnell B.M., Wells M.K.* A Correlation of Tertiary Rocks in the British Isles. Geological Society, London, Special Report, 12. 1978.

- Cuvier O., Brongniart A.* Essai sur la Géographie Minéralogique des Environs de Paris, avec une Carte Géognostique, et des Coupes de Terrain. Baudouin, Paris. 1811.
- Dale B.* Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications // In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas. 1996. P. 1249-1276.
- De Coninck J.* Ypresian organic-walled phytoplankton in the Belgian Basin and adjacent areas // The Ypresian stratotype. *Bulletin de la Société belge de Géologie* 97. 1991. P. 287-319.
- Deflandre G., Cookson I.C.* Fossil microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary sediments // *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*. 1955. V. 6(2). P. 242-313.
- Deprez A., Tesseur S., Stassen P., D'haenens S., Steurbaut E., King Ch., Claeys P., Speijer R.P.* Early Eocene environmental development in the northern Peri-Tethys (Aktulagay, Kazakhstan) based on benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes (O, C) // *Marine Micropaleontology*. 2015. V. 115. P. 59-71.
- De Coninck J.* Microfossiles à paroi organique du Bartonien, Priabonien et Rupélien inférieur dans le sondage de Kallo; espèces significatives dans les sondages de Woensdrecht, Kallo et Mol // *Meded. Rijks. Geol. Dienst*. 1995. No.53. P. 65-105.
- De Vernal A., Mudie P.J.* Pliocene and Quaternary dinoflagellate cyst stratigraphy in the Labrador Sea: paleoenvironmental implications // In: Head M.J., Wrenn J.H. (Eds.), *Neogene and Quaternary Dinoflagellate Cysts and Acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas. 1992. P. 329-436.
- De Vernal A., Turon L., Guiot J.* Dinoflagellate distribution in high-latitude marine environments and quantitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature and seasonality // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1994. V. 31. P. 48-62.
- Dickens, G. R., Castillo M.M., Walker J. C. G.* A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate // *Geology*. 1997. V. 25. P. 259-262.
- Dickson A.J., Cohen A.S., Coe A.L., Davies M., Shcherbinina E.A., Gavrillov Yu.O.* Evidence for weathering and volcanism during the PETM from Arctic Ocean and Peri-Tethys, osmium isotope records // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 2015. V. 438. P. 300-307.
- Dodge J.D.* Atlas of Dinoflagellates. London, Farrand Press. 1985. 119 p.
- Dollfus G.F.* Essai sur l'extension des terrains tertiaires dans le bassin anglo-parisien // *Bull. de la Soc. Géol. de Normandie*. 1880. V. 6. P. 584-605.
- Downie Ch., Hussain M.A., Williams G.L.* Dinoflagellate cyst and acritarch associations in the Paleogene of southeast England // *Geoscience and Man*. 1971. V. 3. P. 29-35.

- Dubois de Montpereux F.* Lettre à M. Ellis de Beaumont sur les principaux phénomènes géologiques du Caucase et de la Crimée // Bull. Soc. Geol. France. 1837. T. 8.
- Dupuis C., Gruas-Cavagnetto C.* The Woolwich Beds and the London Clay of Newhaven (East Sussex): new palynological and stratigraphical data. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris. 1985. V. 22. P. 19-33.
- Dupuis C., Steurbaut E.* Alterites, sables marins (NP8, NP9) et fluviatiles, silicifications et stromatolites dans le Paleocene supérieur entre Criel et le Cap d'Ailly (Haute-Normandie) // Annales de la Société Géologique du Nord. 1987. V. 105. P. 233-242.
- Dupuis C., Gruas-Cavagnetto C., Mercier M., Perreau M., Riveline J., Roche E.* Données paléontologiques, stratigraphiques et paléogéographiques nouvelles sur le Tertiaire de Saint-Valery-sur-Somme (France) // Bull. d'Information des Géologues du Bassin de Paris. 1982. V. 19(4). P. 31-46.
- Dupuis C., De Coninck J., Roche E.* Remise en cause du rôle paléogéographique du horst de l'Artois à l'Yprésien inférieur. Mise en évidence du Mole transverse Bray-Artois // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. 1984. V. 298, Series 2. P. 53-56.
- Dupuis, C., Gaudant, J., Perreau, M., Riveline, J., Willems, W.* Sables thanétiens et faciès sparnaciens du Nord du Bassin de Paris à Lihons (Somme). Données paléontologiques, interprétations stratigraphiques et paléogéographiques. Bull. Inf. Geol. Bass. Paris. 1986. V. 23 P. 43–58.
- Dupuis C., De Coninck J., Guernet C., Roche E.* Biostratigraphic data - Ostracods and organic-walled microfossils - of the Landen Formation and the base of the Ieper Formation in the Knokke borehole // In : Laga P., & Vandenberghe N. (Eds.), The Knokke Weil (11E/138) with a Description of the Den Haan (22W/276) and Oostduinkerke (35E/142) Wells. Mémoires pour servir à l'explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique. 1990. V. 29. P. 33-45.
- Eaton G.L.* Dinoflagellate cysts from the Bracklesham Beds (Eocene) of the Isle of Wight, southern England // British Museum (Natural History) Geology, Bulletin. 1976. V.26. P. 227-332.
- Edwards L.E.* Dinoflagellate cysts from the Lower Tertiary Formations, Haynesville cores, Richmond County, Virginia. U.S. Geological Survey Professional paper 1489-C. 1989. P. 1-12.
- Edwards L.E., Powars D.S., Horton Jr J.W., Gohn G.S., Self-Trail J.M., Litwin R.J.* Inside the crater, outside the crater: Stratigraphic details of the margin of the Chesapeake Bay impact structure, Virginia, USA // In: Reimold W.U., Gibson R.L. (Eds.), Large meteorite impacts and planetary evolution IV. Geological Society of America, Special Paper 465, 2010. P. 319–393. doi: 10.1130/2010.2465(19).
- Egger H., Heilmann-Clausen C., Schmitz B.* The Paleocene/Eocene-boundary interval of a Tethyan deep-sea section (Austria) and its correlation with the North Sea Basin // Société Géologique de France Bulletin. 2000. V. 171. P. 207-216.

- Ehrenberg C.G.* Animalia evertebrata // In: Hemprich P.C., Ehrenberg C.G. (Eds.), *Symbolae physicac.* . . Pars zoological. 1831.
- Eisenack A.* Die Phosphoritknollen der Bernsteinformation als Überlieferer tertiären Planktons // *Schriften der Physikalisch-Ökonmischen Gesellschaft zu Königsberg.* 1938. V. 70. P. 181-188.
- Eisenack A.* Mikrofossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der Hystrichosphaerideen // *Palaeontographica, Abteilung A.* 1954. V. 105(3-6). P. 49-95.
- Eisenack A., Gocht H.* Neue Namen für einige Hystrichosphären der Bernsteinformation Ostpreussens // *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte.* 1960. No. 11. P. 511-518.
- Eldrett J.S., Harding I.C., Firth J.V., Roberts A.P.* Magnetospratrigraphic calibration of Eocene-Oligocene dinoflagellate cyst biostratigraphy from the Norwegian, Greenland Sea // *Marine Geology.* 2004. V. 204. P. 91-127.
- Eldrett J.S., Greenwood D.R., Polling M., Brinkhuis H., Sluijs A.* A seasonality trigger for carbon injection at the Paleocene-Eocene Thermal Maximum // *Clim. Past.* 2014. V. 10. P. 759-769.
- Ellison R.A., King C.* Chapter 5. Palaeogene: Eocene // In: Ellison R.A., Woods M.A., Allen O. J., Forster A., Pharoah T.C., King C. (Eds.), *Geology of London.* British Geological Survey, Keyworth. 2004. P. 44-51.
- Ellison R.A., Knox R.W.O'B., Jolley O.W., King C.* A revision of the lithostratigraphic classification of the early Palaeogene strata in the London Basin and East Anglia. *Proceedings of the Geologists' Association,* 105, 187- 197. 1994.
- Ellison R.A., Ali J. R., Hine N.M., Jolley O.W.* Recognition of Chron 25n in the upper Paleocene Upnor Formation of the London Basin, UK // In : Knox R.W.O'B., Corfield R M., Dunay R.E. (Eds.), *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe.* Geological Society, London, Special Publications. 1996. V. 101. P. 185 - 193.
- Erdtman G.* An introduction to pollen analysis // *Chronica Botanica Company.* Waltham., MA. 1943. 238 p.
- Erdtman G.* The acetolysis method. A revised description // *Svensk Botanisk Tidskrift.* 1960. V.54. P. 561-564.
- Evans O., Graham C., Armour A., Bathurst P. (Eds.).* The Millennium Atlas: Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea. Geological Society, London. 2003.
- Evitt W.R.* Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Monograph Series.* 1985. No. 1. 333 p.
- Fensome R.A., Taylor F.J.R., Norris G., Sarjeant W.A.S., Wharton D.I., Williams G.L.* A classification of fossil and living dinoflagellates // *Micropaleontology Press Special Paper.* 1993. No.7., 351 p.

Fensome R.A., Riding J.B., Taylor F.J.R. Dinoflagellates // In: Jansonius J., McGregor D.C. (Eds.), *Palynology: principles and applications*. Volume 1. AASP Foundation, Salt Lake City. 1996. P. 107-169.

Fensome R.A., Williams G.L., MacRae R.A. Late Cretaceous and Cenozoic fossil dinoflagellates and other palynomorphs from the Scotian Margin, offshore eastern Canada // *Journal of Systematic Palaeontology*. 2009. V.7(1). P. 1-79.

Firth J.V., Eldrett J.S., Harding I.C., Coxall H.K., Wade B.S. Integrated biomagnetostratigraphy for the Palaeogene of ODP Hole 647A: implications for correlating palaeoceanographic events from high to low latitudes // *Magnetic Methods and the Timing of Geological Processes: Geological Society, London, Special Publications*, 373. 2012. doi: 10.1144/SP373.9

Frieling J. Climate, Carbon Cycle and Marine Ecology during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. PhD Thesis. University of Utrecht. 2016.

Frieling J., Iakovleva A.I., Reichart G.J., Aleksandrova G.N., Gnibidenko Z.N., Schouten S., Sluijs A. Paleocene–Eocene warming and biotic response in the epicontinental West Siberian Sea // *Geology*. 2014. V. 42(9). P. 767-770.

Garel S. Changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques enregistrés dans les faciès continentaux et lagunaires de la limite Paléocène-Eocène des bassins de Paris et de Dieppe-Hampshire: apports de l'étude de la matière organique. PhD Thesis (Unpublished). University of Paris VI, France. 2013.

Garel S., Schnyder J., Jacob J., Dupuis C., Boussafir M., Le Milbeau C., Storme J.Y., Iakovleva A.I., Yans J., Baudin F., Fléhoc C., Quesnel F. Paleohydrological and paleoenvironmental changes recorded in terrestrial sediments of the Paleocene-Eocene boundary (Normandy, France) // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 2013. V. 376. P. 184-199.

Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Golovanova O., Pokrovsky B. A Variety of PETM Records in Different Settings of Northeastern Peri-Tethys // In: Crouch E.M., Strong C.P., Hollis C.J. (Eds.), *Climatic and Biotic Events of the Early Paleogene (CBEP 2009)*. Extended Abstracts from an International Conference, Wellington, New Zealand, 12-15 January 2009, GNS Science Miscellaneous Series. 2009. V. 18. P. 67-70.

Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Muzylev N.G. A Paleogene sequence in central North Caucasus: A response to paleoenvironment changes // *GFF*. 2000. V. 122. P. 51-53.

Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Oberhänsli H. Paleocene-Eocene boundary events in the northeastern Peri-Tethys // *Causes and Consequences of Global Warm Climates in the Early Paleogene*. Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 369. 2003. P. 147-168.

- Gedl P.* Eocene dinoflagellate cysts from the Popiele beds at Koniusza (Skole Nappe, Flysch Carpathians, Poland): taxonomy, biostratigraphy, and palaeoenvironmental reconstruction of a marginal marine basin // *Studia Geologica Polonica*. 2013. V. 136. P. 5-197.
- Gedl P.* Dinoflagellate cysts from the Šambron beds (Central Carpathian Palaeogene) in Slovak Orava // *Studia Geologica Polonica*. 2013. V. 123. P. 223-243.
- Gedl P.* Late Eocene – early Oligocene organic-walled dinoflagellate cysts from Folsz, Magura Nappe, Polish Carpathians // *Acta Palaeobotanica*. 2005. 2005. V. 45(1). P. 27-83.
- Gedl P., Leszczyński S.* Palynology of the Eocene-Oligocene transition in marginal zone of the Magura Nappe at Folsz (Polish Carpathians) // *Geol. Carpath.* 2005. V. 56. P. 155–167.
- Gingerich P.D.* Mammalian responses to climate change at the Paleocene-Eocene boundary: Polecat Bench record in the northern Bighorn Basin, Wyoming // In: Wing S.L., Gingerich P.D., Schmitz B., Thomas E. (Eds.), *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*. Geological Society of America, Special Paper 369, Boulder, Colorado. 2003. P. 463–478.
- Gocht H.* *Rhombodinium* und *Dracodinium*, zwei neue Dinoflagellaten-Gattungen aus dem norddeutschen Tertiär // *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*. 1955. No.2. P. 84-92.
- Goodman D.K., Witmer R.J.* Archeopyle variation and paratabulation in the dinoflagellate *Diphyes colligerum* (Deflandre and Cookson, 1955) Cookson, 1965 // *Palynology*. 1985. V. 9. P. 61-83.
- Gradstein F.M., Kristiansen I.L., Loemo L., Kamiski M.F.* Cenozoic foraminiferal and dinoflagellate cyst biostratigraphy of the central North Sea // *Micropaleontology*. 1992. V. 38. P. 101-137.
- Gruas C., Bignot G.* La transgression cuisienne en Haute-Normandie à Sotteville-sur-Mer (76-France) et le diachronisme des facies sparnaciens // *Révue de Paléobiologie*. 1985. V. 4(1). P. 117-132.
- Gruas-Cavagnetto C.* Etude palynologique des divers gisements de Sparnacien du Bassin de Paris // *Mém. De la Soc. Géol. de France, nouvelle série*. 1968. V. 57(2). 144 p.
- Gruas-Cavagnetto C.* Dinophyceae, Acritarcha et pollens de la Formation de Varengeville (Cuisien, Seine maritime) // *Revue de Micropaléontologie*. 1970. V. 15. P. 63-74.
- Gruas-Cavagnetto C.* Associations sporopolliniques et microplanctoniques de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur du Bassin de Paris // *Paléobiologie continentale*. 1974. V. 5(2). P. 3-20.
- Gruas-Cavagnetto C.* Les marqueurs stratigraphiques (Dinoflagellés) de l'Eocène du Bassin de Paris et de la Manche orientale // *Revue de Micropaléontologie*. 1976a. V. 18(4). P. 221-228.
- Gruas-Cavagnetto C.* Etude palynologique du sondage de la Défense (Paris) // *Revue de Micropaléontologie*. 1976b. V. 19(1). P. 27-46.
- Gruas-Cavagnetto C.* Etude paléontologique du sondage de Cuise-la-Motte (Oise) // *Bull. d'Information des Géologues du Bassin de Paris*. 1976c. V. 13. P. 11-23.

- Gruas-Cavagnetto C.* Etude palynologique de l'Eocène du bassin Anglo-Parisien // Mém. de la Soc. Géol. de France. 1978. V. 131. P. 1-64.
- Gruas-Cavagnetto C., Laurain M., Meyer R.* Paysage vegetal et position stratigraphique du sommet des lignites du Soissonnais dans la Montagne de Reims (Yprésien, Bassin de Paris) // Géobios. 1980. V. 13. P. 947-952.
- Haeckel E.* Systematische Phylogenie. Entwurf eines natürlichen Systems der Organismen auf Grund ihrer Stammgeschichte. I. Systematische Phylogenie der Protisten und Pflanzen. 1894. 400 p.
- Hansen J.M.* Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1977. V.26. P. 1-26.
- Harding I.C., Charles A.J., Marshall J.E.A., Pälike H., Roberts A.P., Wilson P.A., Jarvis E., Thorne R., Morris E., Moremon R., Pearce R.B., Akbari S.* Sea-level and salinity fluctuations during the Paleocene–Eocene thermal maximum in Arctic Spitsbergen // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 303(1-2). P. 97-107.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change // Sea Level Changes: An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1987. No. 42. P. 71-108.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley B. et al.* Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins // Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. 1998. SEPM Special Publication 60.
- Harland R.* The *Wetzeliella (Apectodinium) homomorpha* plexus from the Palaeocene/earliest Eocene of northwest Europe // In: 4th International Palynological Conference, Lucknow, 1976-1977. Birbal Sahni Institute of Paleobotany, Lucknow. 1979. V. 2. P. 59-70.
- Harland R.* Distribution maps of recent dinoflagellate in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas // Palaeontology. 1983. V. 26. P. 321-387.
- He Chengquan, Wang Kede.* Eocene dinoflagellates from the southwestern continental shelf basin of the East China Sea // Acta Micropalaeontologica Sinica. 1990. V. 7(4). P. 403-426.
- Heilmann-Clausen C.* Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ypresian in the Viborg 1 borehole, central Jylland, Denmark // Danmarks Geologiske Undersogelse. Serie A. 1985. No.7. 69 p.
- Heilmann-Clausen C.* The Danish Subbasin, Paleogene dinoflagellates / The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Program Project No. 124 // Geol. Jb., Hannover. 1988. A100. P. 339-343.
- Heilmann-Clausen C.* Gradual morphological changes in some dinoflagellate cysts from the Eocene (Lower Tertiary) of the North Sea Basin // Palynology .1993. V. 17. P. 91–100.

- Heilmann-Clausen C., Costa L.I.* Dinoflagellate Zonation of the Uppermost Paleocene? to Lower Miocene in the Wursterheide Research Well, NW Germany // *Geologisches Jahrbuch*. 1989. A 111. 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. V.29. P. 143-204.
- Helenes J.* Morphological analysis of Mesozoic-Cenozoic *Cribroperidinium* (Dinophyceae), and taxonomic implications // *Palynology*. 1984. V. 8. P. 107-137.
- Hereid K.* *Pyrodinium bahamense* var. *bahamense* cysts as a dinoflagellate population and depositional environment proxy in Puerto Mosquito, Vieques, Puerto Rico. Submitted in partial fulfillment of the requirements for the Bachelor of Arts degree in Geology, Carleton College, Northfield, Minnesota. 2007 (unpublished).
- Huber M., Caballero R.* The early Eocene equable climate problem revisited // *Climate of the Past*. 2011. V. 7. P. 603–633.
- Iakovleva A.I.* Les Dinoflagellés du Paléocène-Eocène de la Sibérie Occidentale et des régions avoisinantes : application stratigraphique, paléoécologique 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. V. 51(2). P. 229-248.
- Iakovleva A.I.* Did the PETM trigger the first important radiation of wetzelielloideans? Evidence from France and northern Kazakhstan // *Palynology*. 2016. doi:10.1080/01916122.2016.1173121
- Iakovleva, A.I., Heilmann-Clausen, C.* *Wilsonidium pechoricum* sp.nov. – a new Dinoflagellate species with unusual asymmetry from the Paleocene-Eocene transition // *Journal of Paleontology*. 2007. No.81(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. V. 34. No.2. P. 195-232.
- Iakovleva A.I., Kulkova I.A.* Paleocene-Eocene dinoflagellate cysts and continental palynomorphs of the Pur Downstream Basin (northwestern Siberia): biostratigraphical and paleoenvironmental implication // *Revista Española de Micropaleontología*. 2001. No.33. P. 1-31.
- Iakovleva A.I., Kulkova I.A.* Paleocene-Eocene dinoflagellate zonation of Western Siberia // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 2003. No.123. P. 185-197.
- Iakovleva A.I., Brinkhuis H., Cavagnetto C.* Late Paleocene-Early Eocene dinoflagellate cysts from the Turgay Passage; correlations across ancient seaways // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2001. No.172. P. 243-268.

- 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 // *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de France, Série II.* 2000a. V. 330, P. 485-491.
- Iakovleva A.I., Kulkova I.A., Cavagnetto C.* Eocene microphytofossils (Dinoflagellate cysts and continental palynomorphs) of Northwestern Siberia (Severnaya Sosva Basin) // *Newslett. Stratigr.* 2000b. V. 38(1). P. 13-38.
- Iakovleva A.I., Cavagnetto C., Rousseau D.D.* Paleocene-Eocene Dinoflagellate stratigraphy of the borehole No.4 (Central Western Siberia) // *Palynology.* 2000c. V. 24. P. 187-200.
- Iakovleva A.I., Quesnel F., Dupuis Ch., Flehoc Ch., Storme J.-Y., Garel S., Yans J.* Updated upper Paleocene-lowermost Eocene dinocyst zonation for the Paris and Dieppe Basins (France) // *Сдана.*
- Jolley D.W.* Palynofloral association sequence stratigraphy of the Palaeocene Thanet Beds and equivalent sediments in eastern England // *Review of Palaeobotany and Palynology.* 1992. V. 74 P. 207-237.
- Jolley D.W.* The earliest Eocene sediments of eastern England: an ultra-high resolution palynological Correlation // In: Knox R.W.O'B., Corfield R.M., Dunay R.E. (Eds.), *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe.* Geological Society, London, Special Publications. 1996. V. 101. P. 219- 254.
- Kahn A., Aubry M.-P.* Provincialism associated with the Paleocene/Eocene thermal maximum: temporal constraint // *Marine Micropaleontology.* 2004. V. 52. P. 117-131.
- Kapellos C.* Biostratigraphie des Gurniglflysches mit besonderer Berücksichtigung der Nummuliten und des Nannoplanktons, unter Einbeziehung des paläogenen Nannoplanktons der Krim (UDSSR)// *Schweiz. Paläontol. Abh.* 1973. Bd. 96. 127 p.
- Kender S., Stephenson M.H., Riding J.B., Leng M.J., Knox R.W.O'B., Peck V.L., Kendrick C.P., Ellis M.A., Vane C.H., Jamieson R.* Marine and terrestrial environmental changes in NW Europe preceding carbon release at the Paleocene-Eocene transition // *Earth and Planetary Science Letters.* 2012. V. 353-354. P. 108-120.
- Kennett J. P., Stott L. D.* Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene // *Nature.* 1991. V. 353. P. 225–229.
- King Ch.* The Stratigraphy of the London Clay and Associated Deposits. Tertiary Research Special Paper, 6. Backhuys, Rotterdam. 1981.
- King Ch.* A revised correlation of Tertiary rocks in the British Isles and adjacent areas of NW Europe // Geological Society, London. 2016. Special Report V.27. 719 p.
- King Ch., Iakovleva A.I., Steurbaut E., Heilmann-Clausen C., Ward D.* The Aktulagay section, west Kazakhstan: a key site for northern mid-latitude early Eocene stratigraphy // *Stratigraphy.* 2013. V. 10. No.3. P. 171-209.

- King Ch., Iakovleva A.I., Heilmann-Clausen C., Steurbaut E.* Early Eocene stratigraphy of the Suvlu-Kaya reference section in the Bakhchisaray area (Crimea) // *Newsletters on Stratigraphy*. В печати.
- Knox R.W.O'B.* Correlation of the early Paleogene in northwest Europe: an overview // In: Knox R.W O' B., Corfield R.M., Dunay R.E. (Eds.), *Correlation of the Early Paleogene in North-west Europe*. Geological Society, London, Special Publications. 1996. V. 101. P. 1-11.
- Knox R.W.O'B., Bosch J.H.A. et al.* Cenozoic // In: Doornenbal J.C., Stevenson A.G. (Eds.) *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*. EAGE Publications, Houten (The Netherlands). 2010a. P. 211-223.
- Knox R.W.O'B., Gibbard P. et al.* 2010b. Tertiary: survival of the fittest? *Geoscientist*. 2010b. V. 20. P. 10-11.
- Kofoid C.A.* The plates of *Ceratium* with a note on the unity of the genus // *Zoologischer Anzeiger*. 1907. V. 32(7). P. 177-183.
- Kofoid C.A.* On *Peridinium steini* Jörgensen, with a note on the nomenclature of the skeleton of the Peridinidae // *Archiv für Protistenkunde*. 1909. V. 16. P. 25-47.
- Köthe A.* Paleogene Dinoflagellates from Northwest Germany- Biostratigraphy and Paleoenvironment // *Geologisches Jahrbuch*. 1990. A 118. P. 3-111.
- Köthe A.* Dinozysten-Zonierung im Tertiär Norddeutschlands // *Revue Palébiol.*, Genève. 2003. No.22 (2). P. 895-923.
- Köthe A.* A revised Cenozoic dinoflagellate cyst and calcareous nannoplankton zonation for the German sector of the southeastern North Sea Basin // *Newsletters on Stratigraphy*. 2012. V. 45. No.3. P. 189-220.
- Kurtz A.C., Kump L.R., Arthur M.A., Zachos J.C., Paytan A.* Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles // *Paleoceanography*. 2003. V. 18(4). P. 1090. doi:10.1029/2003PA000908
- Lentin J.K., Williams G.L.* A monograph of fossil peridinioid dinoflagellate cysts // *Bedford Institute of Oceanography, Report Series*. 1976. No.BI-R-75-16. 237 p.
- Lentin J.K., Williams G.L.* Fossil dinoflagellates: index to genera and species, 1985 edition // *Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences*. 1985. No.60. 451 p.
- Lewis J., Ellegaard M., Hallett R., Harding I., Rochon A.* Environmental control of cyst morphology in Gonyaulacoid dinoflagellates // In: Matsuoka K., Yoshida, M., Iwataki M. (Eds.), *Dino7, Seventh International Conference on Modern and fossil Dinoflagellates, Abstract Volume*. Additional Abstract. 2003.
- Lindemann E.* Abteilung Peridineae (Dinoflagellatae) // In: Engler A., Prantl, K. (Eds.), *Die Natürlichen Pflanzenfamilien nebst ihren Gattungen und wichtigeren Arten insbesondere den Nutzpflanzen*. Zweite

stark vermehrte und verbesserte Auflage herausgegeben von A. Engler. 2 Band. Leipzig, Wilhelm Engelmann. 1928. P. 3-104.

Lott G.K., Knox R.W.O' B. Lithostratigraphic Nomenclature of the UK North Sea. 7. Post-Triassic of the Southern North Sea. British Geological Survey, Keyworth. 1994.

Lott G.K., Knox R.W.O'B., Harland R., Hughes M.J. The Stratigraphy of Palaeogene Sediments in a Cored Borehole off the Coast of North-east Yorkshire. Report of the Institute of Geological Sciences, 83/9. 1983.

Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H., Gradstein F.M., Hooker J.J., Monechi S., Ogg J.G., Powell J., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B. The Paleogene Period // A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 2004. P. 384-408.

Magioncalda R. Chémostratigraphie de la limite Paléocène/Eocène (CIE) fondée sur l'étude de la composition isotopique du carbone organique ($8^{13}\text{C}_{\text{org}}\text{‰PDB}$). Application pour la mise en corrélation de successions continentales, lagunaires et marines. Sud du Bassin de la Mer du Nord (Angleterre, Belgique, NW de la France), Bassin du Bighorn (Wyoming, USA), Domaine Téthysien (Tunisie, Egypte). PhD thesis, Faculté polytechnique de Mons, Belgium. 2004. 210 p.

Manum S.B., Boutler M.C., Gunnarsdottir H., Rangnes K., Scholze A. Eocene to Miocene palynology of the Norwegian Sea (ODP Leg 104) // In: Eldholm O., Thiede J. et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 104. Ocean Drilling program, College Station, TX. 1989. P. 611-662.

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

Meulekamp J.E., Sissingh W., Benjamovskii V.N. Early/Middle Ypresian (55-51 Ma) // In: DERCOURT et al., Atlas Peri-Tethys: Palaeogeographical Maps. Map 17. CCGM/CGMW, Paris. 2000.

Michoux D. Dinoflagellate cysts of the *Wetzeliella*-complex from Eocene sediments of the Aquitaine Basin, southwestern France // Palynology. 1988. V. 12. P. 11-41.

Molina E., Alegret L., Apellaniz E., Bernaola G., Caballero F., Dinares-Turell J., Hardenbol J., Heilmann-Clausen C., Larrasoana J.C., Luterbacher H.-P., Monechi S., Ortiz S., Orue-Extebarria X., Payros A., Pujalte V., Rodriguez-Tovar F.J., Tori F., Tosquella J. The Global standard stratotype-section and point (GSSP) for the base of the Lutetian stage at the Gorrondatxe section, Spain // Episodes. 2011. V.34. P. 86-108.

Monteil E. Revision of the dinoflagellate cyst genus *Cometodinium* Deflandre & Courteville, 1939, emend. Enantiomorphy in a fossil dinoflagellate cyst population // Bulletin des Centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine. 1991. V. 15(2). P. 439-459.

- Monteil, E. (coordinator).* Australian Mesozoic and Cenozoic Palynology Zonations – updated to the 2004 Geologic Time Scale. Geoscience Australia, Record 2006/23. 2006.
- Moshkovitz, S., Habib, D.* Calcareous nannofossil and dinoflagellate stratigraphy of the Cretaceous – Tertiary boundary, Alabama, and Georgia // *Micropaleontology*. 1993. V. 39. P. 167–191.
- Mudge D.C., Bujak J.P.* Eocene stratigraphy of the North Sea Basin // *Marine and Petroleum Geology*. 1994. V.11. P. 166-181.
- Mudge D.C., Bujak J.P.* An integrated stratigraphy for the Paleocene and Eocene of the North Sea // In: Knox R.W.O'B, Corfield R.M., Dunay R.E. (eds.): Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geological Society, London. Special Publications. 1996a. 101. P. 91-113.
- Mudge D.C., Bujak J.P.* Paleocene biostratigraphy and sequence stratigraphy of the UK central North Sea // *Marine and Petroleum Geology*. 1996b. V.13. P. 295-312.
- Mudge D.C., Bujak J.P.* Biostratigraphic evidence for evolving palaeoenvironments in the Lower Paleogene of the Faeroe-Shetland Basin // *Marine and Petroleum Geology*. 2001. V.18. P. 577-590.
- Mudie P.J., Harland R.* Aquatic Quaternary // In : Jansonius J., McGregor D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas. 1996. pp. 843– 877.
- Muzylöv N.G., Shcherbinina E.A.* The main geological events of Thanetian-lower Ypresian of the South of the Former USSR // IGCP (International Geological Correlation Program) Project 308 meeting Paleocene-Eocene boundary events. Beer Sheva, Israel, 8-15 January 1995. 1995. P. 6-7.
- Neale J.W., Sarjeant W.A.S.* Microplankton from the Speeton Clay of Yorkshire. *Geological Magazine*. 1962. V. 99. P. 439-458.
- Nezhad A.A.J., Ghazemi-Nejad E.* Paleocene-Oligocene dinoflagellate cysts from the Siah Anticline, Zagros Basin, Southwest Iran // *Geologia USP*. 2016. V. 16(2). P. 25-35.
- 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 // *Marine Petrol. Geol.* 2003. V. 20. P. 987-1016.
- Okada, H., Bukry, D.* Supplementary modification and introduction of code numbers of the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry 1973, 1975) // *Marine Micropaleontology*. 1980. V. 5. P. 321-325.
- Oreshkina T.V., Radionova E.P.* Diatom record of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in marine paleobasins of Central Russia, Transuralia and adjacent regions // *Nova Hedwigia, Beiheft*. 2014. V. 143. P. 307-336.
- Pascher A.* Über Flagellaten und Algen // *Deutsche Botanische Gesellschaft, Berichte*. 1914. V. 32. P. 136-160.

- Piazecki S.* Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Miocene Hodde and Gram Formations, Denmark // Bulletin of the Geological Society of Denmark. 1980. P. 53-76.
- Pomerol C.* Stratotypes of Paleogene stages // Bull. Inf. Geol. Bassin Paris, Mém. h.s. V. 2. 301 p.
- Pomerol C.* The Cenozoic Era. Tertiary and Quaternary. Ellis Horwood, Chichester. 1982.
- Powell A.J.* A Stratigraphic Index of Dinoflagellate cysts // British Micropaleontological Society Publication Series. 1992. 290 p.
- Powell A.J., Brinkhuis H.* Fig. 20.3 [Paleogene dinoflagellate cyst zonation] // In: Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H. et al. The Paleogene period. In: Gradstein F.M., Ogg J.G. & Smith A. (Eds.), A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 2004. P. 384-408.
- Powell A.J., Lewis J., Dodge J.D.* The palynological expressions of post-Paleogene upwelling: a review // In: Summerhayes C.P., Prell W.L., Emeis K.C. (Eds.), Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene. London: The Geological Society. 1992. P. 215–226.
- 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. Special Publication – Geological Society. 1996. V.101. P. 145-183.
- Prasad V., Khowaja-Ateequzzaman, Singh I.B., Joachimski M.M.* *Apectodinium* acme and playnofacies characteristics in the Latest Paleocene-Earliest Eocene of Northeastern India: biotic response to the Palaeocene-Eocene Thermal Maxima (PETM) in low latitude // J. of the Palaeontol. Soc. Of India. 2006. V. 51(1). P. 75-91.
- Pröss J.* Paleo-oxygenation in Tertiary epeiric seas: evidence from dinoflagellate cysts // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2001. V. 166. P. 369-381.
- Radionova E.P., Khokhlova I.E., Beniamovskii V.N., Shcherbinina E.A., Iakovleva A.I., Sadchikova T.A.* Paleocene/Eocene transition in the northeastern Peri-Tethys area: Sokolovskii key section of the Turgay Passage (Kazakhstan) // Bull. Soc. Geol. de France. 2001. T. 172(2). P. 245-256.
- Radionova E.P., Aleksandrova G.N., Gavtadze T.T., Stupin S.I., Khokhlova I.E.* Analysis of Late Paleocene-Early Eocene Micropankton from the Kheu River Section, West Pre-Caucasus // In: Crouch E.M., Strong C.P., Hollis C.J. (Eds.), Climatic and Biotic Events of the Paleogene (CBEP 2009). Extended Abstracts from an International Conference in Wellington, New Zealand, 12–15 January 2009. GNS Science Miscellaneous Series. 2009. V. 18, pp. 111–116.
- Ramírez R.A.* Middle to Late Eocene Dinoflagellate cysts and fungal spores from the east coast of the Maracaibo Lake, Venezuela (biostratigraphy, palaeoecology and taxonomy) (PhD thesis). University of Tübingen, Germany. 2004. *Röhl U., Weterhold T., Bralower T.J., Zachos J.C.* On the duration of the Paleocene – Eocene Thermal maximum (PETM) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. No.8. doi:10.1029/2007GC001784.

- Reichart G.L., Brinkhuis H.* Late Quaternary *Protoperidinium* cysts as indicators of paleoproductivity in the northern Arabian Sea // *Marine Micropaleontology*. 2003. V. 49(4). P. 303-370.
- Reichart G.L., Brinkhuis H., Huiskamp F., Zachariasse W.J.* Hyperstratification following glacial overturning events in the northern Arabian Sea // *Paleoceanography*. 2004. V. 19(2). <http://dx.doi.org/10.1029/2003PA000900>.
- Riding J.B., Kyffin-Hughes J.E.* A review of the laboratory preparation of palynomorphs with a description of an effective non-acid technique // *Revista Brasil. Paleontologia*. 2004. V. 7. P. 13-44.
- Röhl U., Westerhold T., Bralower T.J., Zachos J.C.* On the duration of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) // *Geoch. Geophys. Geosyst.* 2007. doi:10.1029/2007GC001784.
- Ryabokon T.S., Shevchenko T.V.* Organic-walled microphytoplankton and foraminifera of the Kiev Suite of the Ukrainian Shield // *Геологический журнал*. 2001. №1. 3. 35-40.
- Sangiorgi F., Capotondi L., Brinkhuis H.* A centennial scale organic-walled dinoflagellate cyst record of the last deglaciation in the South Adriatic Sea (central Mediterranean) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. V. 186(3-4). P. 199-216.
- Schimper W.P.* *Traité de Paléontologie végétale ou la flore du monde primitif dans ses rapports avec les formations géologiques* // Paris, J.B. Baillièrre et Fils. 1874. 738 p.
- Schnetler K.I., Heilmann-Clausen C.* The molluscan fauna of the Eocene Lillebælt Clay, Denmark // *Cainozoic Research*. 2011. V.8. P. 41-99.
- Schuler M., Cavalier C., Dupuis C., Steurbaut E., Vandenberghe N.* The Paleogene of the Paris & Belgian basins. Standard stages and regional stratotypes // *Cahiers de Micropaléontologie*, N.S. 1992. V. 7. P. 29-92.
- Schumacher-Lambry J.* Palynologie du Landenien inférieur (Paléocène) à Gelindien. Relations entre les microfossiles et le sédiment // *Lab. Paléobot. Palynol. Univ. Liège*. 1978. 157 p.
- Shcherbinina E.A.* Middle Eocene nannofossils and geological events of the northeastern Peri-Tethys // *GFF*. 2000. V. 122. P. 143-145.
- Shcherbinina E., Gavrilov Yu., Iakovleva A., Pokrovsky B., Golovanova O., Aleksandrova G.* Environmental dynamics during the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) in the northeastern Peri-Tethys revealed by high-resolution micropalaeontological and geochemical studies of a Caucasian key section // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. V. 456. P. 60-81.
- Siesser W.G., Ward D.J., Lord A.R.* Calcareous nannoplankton biozonation of the Thanetian Stage (Palaeocene) in the type area // *Journal of Micropalaeontology*. 1978. V. 6. P. 85-102.
- Sinha A.* Systematics of carbon isotopic exchange among the ocean, atmosphere, and terrestrial biosphere: implications for global stratigraphic correlations. PhD thesis, University of Southern California. 1997.

- Sluijs A., Brinkhuis H.* A dynamic climate and ecosystem state during the Paleocene – Eocene Thermal Maximum: inferences from dinoflagellate cyst assemblages on the New Jersey shelf // *Biogeosciences*. 2009. V. 6. P. 1755-1781.
- Sluijs A., Pross J., Brinkhuis H.* From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene // *Earth-Science Reviews*. 2005. V. 68. P. 281-315.
- Sluijs A., Schouten S., Pagani M., Woltering M., Brinkhuis H., Sinninghe Damsté J.S., Dickens G.R., Huber M., Reichart G.-J., Stein R., et al.* Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum // *Nature*. 2006. V. 441. P. 610-613.
- Sluijs A., Bowen G., Brinkhuis H., Lourens L., Thomas E.* The Paleocene-Eocene Thermal Maximum super greenhouse: biotic and geochemical signatures, age models and mechanisms of global change // In: Williams M., Haywood A.M., Gregory F.J., Schmidt D.N. (Eds.), *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological proxies*. The Micropaleontological Soc. Special Publ. London, Geol. 2007a. Soc.: 323-349.
- Sluijs A., Brinkhuis H., Schouten S., Bohaty S., John C.M., Zachos J.C., Reichart G.J., Sinninghe Damsté J.S., Crouch E.M., Dickens G.R.* Environmental precursors to rapid light carbon injection at the Palaeocene/Eocene boundary // *Nature*. 2007b. V. 405. P. 1218-1222.
- Sluijs A., Brinkhuis H., Crouch E.M., John C.M., Handley L., Munsterman D.K., Bohaty S.M., Zachos J.C., Reichart G.J., Schouten S., Pancost R.D., Damsté J.S.S., Welters N., Lotter A.F., Dickens G.R.* Eustatic variations during the Paleocene-Eocene greenhouse world // *Paleoceanography*. 2008a. V. 23. doi:10.1029/2008PA001615
- Sluijs A., Röhl U., Schouten S., Brumsack H.-J., Sangiorgi F., Sinninghe Damsté J.S., Brinkhuis H.* Arctic late Paleocene-early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene-Eocene thermal maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302) // *Paleoceanography*. 2008b. V. 23. P. PA1S11. doi:10.1029/2007PA001495.
- Sluijs A., Schouten S., Donders T.H., Schoon P.L., Röhl U., Reichart G.-J., Sangiorgi F., Kim J.-H., Sinninghe Damsté, J.S. & Brinkhuis H.* Warm and wet conditions in the Arctic region during Eocene Thermal Maximum 2 // *Nature Geoscience*. 2009. V. 2. P. 777-780. doi:10.1038/ngeo668
- Sluijs A., Bijl P.K., Schouten S., Röhl U., Reichart G.-J., Brinkhuis H.* Southern ocean warming, sea level and hydrological change during the Paleocene-Eocene thermal maximum // *Climate of the Past*. 2011. V. 7(1). P. 47-61.
- Sluijs A., van Roij L., Harrington G.J., Schouten S., Sessa J.A., LeVay L.J., Reichart G.-J., Slomp C.P.* Warming, euxinia and sea level rise during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum on the Gulf Coastal Plain: implication for ocean oxygenation and nutrient cycling // *Clim. Past*. 2014. V. 10. P. 1421-1439.

- Smith T., Rose K.D., Gingerich P.D.* Rapid Asia-Europe-North America geographic dispersal of earliest Eocene primate *Teilhardina* during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*. 2006. V. 103(30). P. 11223-11227.
- Smith T., Dupuis C., Folie A., Quesnel F., Storme J.Y., Iacumin P., Riveline J., Missiaen P., Ladevèze S., Yans J.* A new terrestrial vertebrate site just after the Paleocene-Eocene boundary in the Mortemer Formation of Upper Normandy, France // *Comptes rendus Palevol*. 2011. V. 10. P. 11-20.
- Stein F.R. von.* Der Organismus der Infusionsthier nach eigenen Forschungen in systematischer Reihenfolge bearbeitet. II. Hälfte. Einleitung und Erklärung der Abbildungen. Wilhelm Engelmann, Leipzig, Germany. 1883. 30 p.
- Sturbaut E.* High-resolution holostratigraphy of Middle Paleocene to early Eocene strata in Belgium and adjacent seas // *Palaeontographica*. 1998. A 247. P. 91-156.
- Sturbaut E.* New calcareous nannofossil taxa from the Ypresian (Early Eocene) of the North Sea Basin and the Turan Platform in West Kazakhstan // *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*. 2011. V. 81. P. 247-277.
- Sturbaut E., Magioncalda R., Dupuis C., Van Simaey S., Roche E., Roche M.* Palynology, paleoenvironments, and organic carbon isotope evolution in lagoonal Paleocene-Eocene boundary settings in North Belgium // *Causes and Consequences of Global Warm Climates in the Early Paleogene*. Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 369. 2003. P. 291-317.
- Stewart I.J.* A revised stratigraphic interpretation of the Early Palaeogene of the central North Sea // In: Brooks J. & Glennie K.W. (Eds.), *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham & Trotman, London. 1987. P. 557-576.
- Storme J.Y.* Organic Carbon and Nitrogen Isotopes of the Palaeocene-early Eocene: Implications on Stratigraphy, Paleoenvironment and Paleoclimatology. PhD Thesis (Unpublished). 2013. University of Namur, Belgium.
- Storme J.Y., Dupuis C., Schnyder J., Quesnel F., Garel S., Iakovleva A.I., Iacumin P., Di Matteo A., Sebilo M., Yans J.* Cycles of humid-dry climate conditions around the P/E boundary: Vasterival section (NW France) // *Terra Nova*. 2012. V. 24. P. 114-122.
- Stover L.E., Evitt W.R.* Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates // *Stanford University Publications, Geological Sciences*. 1978. V. 15. 300 p.
- Stover, L.E., Hardenbol J.* Dinoflagellates and depositional sequences in the lower Oligocene (Rupelian) Boom clay formation, Belgium // *Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie/ Bulletin de la Société Belge de Géologie*. 1994. T. 102 (1–2). P. 5-77.
- Stover L.E., Williams G.L.* A revision of the Paleogene dinoflagellate genera *Areosphaeridium* Eaton 1971 and *Eatonicysta* Stover and Evitt 1978 // *Micropaleontology*. 1995. V. 41(2). P. 97-141.

- Svensen H., Planke S., Malthe-Sorensen A., Jamtveit B., Myklebust R., Eidem T.R., Rey S.S.* Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming // *Nature*. 2004. V. 429. P. 542-545.
- Svensen H., Planke S., Corfu F.* Zircon dating ties NE Atlantic sill emplacement to initial Eocene Eocene global warming // *J. Geol. Soc.* 2010. V. 167. P. 433-436.
- Taylor F.J.R.* Chapter 2. Dinoflagellate morphology // In: Taylor F.J.R. (Ed.), *The Biology of Dinoflagellates*. Botanical Monographs, Volume 21. Oxford, Blackwell Scientific Publications. 1987. P. 24-91.
- Thiry M.* Sédimentation continentale et altérations associées^ calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les Argiles Plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris // *Sciences Géologiques Mémoire*, 64. 1981. 173 p.
- Thiry M., Dupuis C. et al.* 1998. Tentative correlations between continental deposits of the argiles plastiques (Paris Basin) and Reading Beds (London Basin), based on chemostratigraphy // *Strata*. 1998. V. 9. P. 125- 129.
- Thiry M., Aubry M.-P., Dupuis C., Sinha A., Stott L.D., Berggren W.A.* The Sparnacian deposits of the Paris Basin: $\delta^{13}\text{C}$ isotope stratigraphy // *Stratigraphy*. 2006. V. 3(2). P. 119-138.
- Thomas E.* Biogeography of the late Paleocene benthic foraminiferal extinction // In: Aubry M.-P., Lucas S.P., Berggren W.A. (Eds.), *Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records*. Columbia University Press, New York. 1998. P. 214-243.
- Thomas E.* Cenozoic mass extinctions in the deep sea: What perturbs the largest habitat on Earth? *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2007. V. 424. P. 1-23.
- Thomas E., Zachos J.C., Bralower T. J.* Deep-Sea Environments in the Absence of Polar Ice Caps: The Case of The Early Eocene // In: Huber B.T., MacLeod K.G., Wing S.L. (Eds.), *Warm Climates in Earth History*. Cambridge Univ. Press. 2000. P. 132-160.
- Vandenbergh N., Higen F.J., Speijer R.P. et al.* The Paleogene Period // *The Geologic Time Scale 2012*. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. P. 855-921.
- Van Mourik C.A., Brinkhuis H.* The Massignano Eocene-Oligocene golden spike section revisited // *Stratigraphy*. 2005. V. 2(1). P. 13-30.
- Van Simaey S., De Man E., Vandenbergh N.L. et al.* Stratigraphic and palaeoenvironmental analysis of the Rupelian-Chatthian transition in the type region: evidence from dinoflagellate cysts, foraminifera and calcareous nannofossils // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. No.208. P. 31-58.
- Vasilyeva O.N., Musatov V.A.* The Paleogene Dinoflagellate Cyst and Nannoplankton Biostratigraphy of the Caspian Depression // *Stratigraphy of layered deposits*. InTech. 2012. P. 161–194.

- Vinken R. (Ed.).* The Northwest European Tertiary Basin. Results of the IGCP Project No. 124. Geologisches Jahrbuch, A100. 1988.
- 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 / geological Society Special Publication, 90. 1995. P. 179-197.
- Wall D., Dale B.* Dinoflagellates in late Quaternary deep-water sediments of Black Sea // In: Degens E.T., Ross D.A. (Eds.), The Black Sea—Geology, Chemistry and Biology. Memoir - American Association of Petroleum Geologists. 1974. P. 364-380.
- Wall D., Dale B., Harada K.* Descriptions of new fossil dinoflagellates from the late Quaternary of the Black Sea // Micropaleontology. 1973. V. 19. P. 18-31.
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G.P., Smith, W.K.* The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in the North and South Atlantic and adjacent seas // Marine Micropaleontology. 1977. V. 30. P. 319-343.
- Ward D.J.* 1978. The Lower London Tertiary (Palaeocene) succession of Herne Bay, Kent. Report of the Institute of Geological Sciences. 1978. 78/10.
- Wefer G., Berger W.H., Bijma J., Fischer G.* Clues to ocean history: a brief overview of proxies // In: Fischer G., Wefer G. (Eds.), Use of Proxies in Paleoclimatology, Examples from the South Atlantic. Springer, Berlin. 1999. P. 1– 68.
- Westerhold T., Röhl U., McCarren H.K., Zachos J.C.* Latest on the absolute age of the Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM): new insights from exact stratigraphic position of key ash layers +19 and –17 // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 287 P. 412–419.
- Williams G.L.* Dinoflagellates, Acritarchs and Tasmanitids // In: Haq B.U., Boersma A. (Eds.), Introduction to Marine Micropaleontology. Elsevier Science, Singapore. 1998. P. 293-326.
- Williams G.L., Brinkhuis H., Pearce M.A., Fensome R.A., Weegink J.W.* Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared; index events for the late Cretaceous–Neogene // In: Exxon N.F., Kennett J.P., Malone M.J. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 2004. V. 189. P. 1-98.
- Williams G.L., Fensome R.A., MacRae R.A.* The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates 2017 edition // American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series. 2017. No. 48.
- Williams G.L., Damassa S.P., Fensome R.A., Guerstein G.R.* Wetzeliella and its allies – the ‘hole’ story: a taxonomic revision of the Paleogene dinoflagellate subfamily Wetzelielloideae // Palynology. 2015. V. 3. P. 1-41.
- Wilson G.L.* New Zealand Late Jurassic to Eocene dinoflagellate biostratigraphy—a summary // Newsletters on Stratigraphy. 1984. V. 13. P. 104–117.

- Wilson G.L.* Paleocene and Eocene Dinoflagellate Cysts from Waipawa, Hawkes Bay, New Zealand // New Zealand Survey Paleontological Bulletin. 1988. V. 57, P. 1–96.
- Wrenn J.H., Hart G.F.* Paleogene dinoflagellate cyst biostratigraphy of Seymour Island, Antarctica // In: Feldmann R.M., Woodburne M.O. (Eds.), Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula. The Geological Society of America Memoir 169. 1988. P. 321-447.
- Zachos J.C., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K.* Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present // Science. 2001. V. 292. P. 686-693.
- Zachos J. C., Wara M. W., Bohaty S. M., Delaney M. L., Rose-Petrisso M., Brill A., Bralower T. J., Premoli -Silva I.* A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum // Science. 2003. V. 302. P. 1551-1554.
- Zachos J. C., Röhl U., Schellenberg S. A., Sluijs A., Hodell D. A., Kelly D. C., Thomas E., Nicolo M., Raffi I., Lourens L. J., McCarren H., Kroon D.* Rapid Acidification of the Ocean During the Paleocene-Eocene Thermal Maximum // Science. 2005. V. 308, P. 1611-1615.
- Zachos J.C., Dickens G.R., Zeebe R.E.* An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics // Nature. 2008. V. 451. P. 279–283.
- Ziegler P.A.* Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd edn. Shell International Petroleum Maatschappij. B.V. Elsevier, Amsterdam. 1990.

СПИСОК ТАКСОНОВ ДИНОЦИСТ

- Achilleoidinium biformoides* (Eisenack 1954) Eaton 1976
Adnatosphaeridium multispinosum Williams et Downie 1966
Adnatosphaeridium robustum (Morgenroth 1966) De Coninck 1975
Adnatosphaeridium vittatum Williams et Downie 1966
Alisocysta circumtabulata (Drugg 1967) Stover et Evitt 1978
Alisocysta margarita Harland 1979
Alterbidinium acutululum (Wilson 1967) Khowaja-Ateequzzaman et al., 1991
Alterbidinium rugulum Iakovleva et Kulkova 2001
Apectodinium folliculum Islam 1983
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
Araneosphaera araneosa Eaton 1976
Areoligera coronata (Wetzel 1933) Lejeune-Carpentier 1938
Areoligera gippingensis Jolley 1992
Areoligera medusettiformis (Wetzel 1933) Lejeune-Carpentier 1938
Areoligera senonensis Lejeune-Carpentier 1938
Areoligera sentosa Eaton 1976
Areoligera tauloma Eaton 1976
Areoligera undulata Eaton 1976
Areosphaeridium diktyoplokum (Klumpp 1953) Eaton 1971
Areosphaeridium ebdonii Bujak 1994
Areosphaeridium michoudii Bujak 1994
Axiodinium augustum (Harland 1979) Williams et al. 2015
Axiodinium lunare (Gocht 1969) Williams et al. 2015
Axiodinium prearticulatum Fensome et al. 2009
Axiodinium sparnacium Iakovleva 2016
Batiacasphaera compta Drugg 1970
Biconidinium longissimum Islam 1983

Caligodinium amiculum Drugg 1970
Cannosphaeropsis utinensis (Wetzel 1933) Marheinecke 1992
Castellodinium compactum (Michoux 1988) Williams et al. 2015
Cerebrocysta bartonensis Bujak in Bujak et al. 1980
Cerodinium depressum (Morgenroth 1966) Lentin et Williams 1987
Cerodinium diebelii (Alberti 1959) Lentin et Williams 1987
Cerodinium markovae (Vozzhennikova 1967) Lentin et Williams 1987
Cerodinium medcalfii (Stover 1974) Lentin et Williams 1987
Cerodinium speciosum (Alberti 1959) Lentin et Williams 1979
Cerodinium speciosum subsp. *glabrum* (Gocht 1969) Lentin et Williams 1987
Charlesdowniea coleothrypta (Williams et Downie 1966) Lentin et Vozzhennikova 1989
Charlesdowniea? fasciata (Rozen 1965) Williams et al. 2015
Charlesdowniea? rotundata (Châteauneuf et Gruas-Cavagnetto 1978) Williams et al. 2015
Cladopyxidium saeptum (Morgenroth 1968) Stover et Evitt 1978
Cleistosphaeridium diversispinosum Davey et al. 1966
Cleistosphaeridium polypetellum (Davey et al. 1966) Islam 1993
Conneximura fimbriata (Morgenroth 1968) May 1980
Cooksonidium capricornum (Cookson et Eisenack 1965) Stover et Williams 1995
Cordosphaeridium cantharellus (Brosious 1963) Gocht 1969
Cordosphaeridium funiculatum (Morgenroth 1966) Brinkhuis 1992
Cordosphaeridium gracile (Eisenack 1954) Davey et Williams 1966
Cordosphaeridium inodes (Klumpp 1953) Sarjeant 1981
Corrudinium incompositum (Drugg 1970) Stover et Evitt 1978
Corrudinium obscurum Wilson 1988
Costacysta bucina Heilmann-Clausen et Van Simaey 2005
Damassadinium impages (Damassa 1979) Fensome et al. 1993
Deflandrea arcuata (Vozzhennikova 1967) Lentin et Vozzhennikova 1990
Deflandrea eocenica (Balteş 1969) Lentin et Williams 1973
Deflandrea phosphoritica Eisenack 1938
Deflandrea truncata Stover 1974
Diphyes brevispinum Bujak 1994
Diphyes colligerum (Deflandre et Cookson 1955) Cookson 1965
Diphyes ficusoides Islam 1983
Diphyes pseudoficusoides Bujak 1994

Distatodinium biffii Brinkhuis et al. 1992
Distatodinium ellipticum (Cookson 1965a) Eaton 1976
Distatodinium paradoxum (Brosius 1963) Eaton 1976
Distatodinium parisiense Châteauneuf 1980
Dolichodinium uncinatum (Michoux 1988) Williams et al. 2015
Dolichodinium? unicaudale (Caro 1973) Williams et al. 2015
Dracodinium astra (Costa et al. 1978) Williams et al. 2015
Dracodinium? brevicornutum (Heilmann-Clausen et Costa 1989) Williams et al. 2015
Dracodinium coronatum Vozzhennikova 1967
Dracodinium eocaenicum (Agelopoulos 1967) Williams et al. 2015
Dracodinium lobiscum (Williams et Downie 1966) Williams et al. 2015
Dracodinium magnificum (Iakovleva et Kulkova 2001) Williams et al. 2015
Dracodinium? modestum Iakovleva 2016
Dracodinium simile (Eisenack 1954) Costa et Downie 1979
Dracodinium samlandicum (Eisenack 1954) Williams et al. 2015
Dracodinium solidum Gocht 1955
Dracodinium varielongitudum (Williams et Downie 1966) Costa et Downie 1979
Deflandrea denticulata Alberti 1959
Deflandrea oebisfeldensis Alberti 1959
Deflandrea phosphoritica Eisenack 1938
Downiesphaeridium aciculare (Davey 1969) Islam 1993
Duosphaeridium nudum (Cookson 1965) Loeblich et Loeblich 1968
Eatonocysta ursulae (Morgenroth 1966) Stover et Evitt 1978
Elytrocysta brevis Stover et Hardenbol 1994
Enneadocysta arcuata (Eaton 1971) Stover et Williams 1995
Enneadocysta deconinckii Stover et Williams 1995
Enneadocysta inessae Iakovleva 2015
Enneadocysta partridgei Stover et Williams 1995
Enneadocysta pectiniformis (Gerlach 1961) Stover et Williams 1995
Enneadocysta robusta Stover et Williams 1995
Epelidinium brinkhuisii Iakovleva 2016
Epelidinium leptotoichum Iakovleva 2016
Epelidinium normandiense Iakovleva 2016
Epelidinium pechoricum (Iakovleva et Heilmann-Clausen 2007) Williams et al. 2015

Epelidinium? translucidum (Michoux 1988) Williams et al. 2015
Fibradinium annetorpense Morgenroth 1968
Florentinia ferox (Deflandre 1937) Duxbury 1980
Fromea laevigata (Drugg 1967) Stover et Evitt 1978
Glaphyrocysta divaricata (Williams et Downie 1966) Stover et Evitt 1978
Glaphyrocysta exuberans (Deflandre et Cookson 1955) Stover et Evitt 1978
Glaphyrocysta ordinata (Williams et Downie 1966) Stover et Evitt 1978
Glaphyrocysta pastielsii (Deflandre et Cookson 1955) Stover et Evitt 1978
Glaphyrocysta reticulosa (Gerlach 1961) Stover et Evitt 1978
Glaphyrocysta semitecta (Bujak in Bujak et al. 1980) Lentin et Williams 1981
Glaphyrocysta spineta (Eaton 1976) Stover et Evitt 1978
Glaphyrocysta texta (Bujak 1976) Stover et Evitt 1978
Glaphyrocysta? vicina (Eaton 1976) Stover et Evitt 1978
Hafniasphaera septata (Cookson et Eisenack 1967) Hansen 1977
Hapsocysta kysingensis Heilmann-Clausen et Van Simaey 2005
Hemiplacophora semilunifera Cookson et Eisenack 1965
Heteraulacacysta everriculata Islam 1983
Heteraulacacysta porosa Bujak in Bujak et al. 1980
Homotryblium abbreviatum Eaton 1976
Homotryblium aculeatum Williams 1978
Homotryblium floripes (Deflandre et Cookson 1955) Stover 1975
Homotryblium tasmaniense Cookson et Eisenack 1967
Homotryblium tenuispinosum Davey et Williams 1966
Hystrichokolpoma cinctum Klumpp 1953
Hystrichokolpoma rigaudiae Deflandre et Cookson 1955
Hystrichokolpoma salacia Eaton 1976
Hystrichokolpoma spinosum Wilson 1988
Hystrichosphaeridium tubiferum (Ehrenberg 1838) Davey et Williams 1973
Hystrichosphaeropsis costae Bujak 1994
Hystrichostrogylon coninckii Heilmann-Clausen 1985
Hystrichostrogylon holohymenium Islam 1983
Impagidinium aculeatum (Wall 1967) Lentin et Williams 1983
Impagidinium aspinatum (Cookson et Eisenack 1974) Damassa 1979
Impagidinium brevisulcatum Michoux 1985

Impagidinium cassiculus Wilson 1988
Impagidinium disperitum (Cookson et Eisenack 1965) Stover et Evitt 1978
Impagidinium paradoxum (Wall 1967) Stover et Evitt 1978
Impagidinium victorianum (Cookson et Eisenack 1965) Stover et Evitt 1978
Isabelidinium? viborgense Heilmann-Clausen 1985
Kallosphaeridium orchiesense (De Coninck 1975) Jan du Chêne et al. 1985
Lanternosphaeridium lanosum Morgenroth 1966
Leberidocysta chlamydata (Cookson et Eisenack 1962) Marheinecke 1992
Lentinia serrata Bujak in Bujak et al. 1980
Lentinia wetzelii (Morgenroth 1966) Bujak et al. 1980
Lingulodinium machaerophorum (Deflandre et Cookson 1955) Wall 1967
Lingulodinium strangulatum (Rossignol 1964) Islam 1983
Magallanesium essoi (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
Membranilarnacia glabra Agelopoulos 1967
Membranophoridium aspinatum Gerlach 1961
Membranophoridium perforatum Wilson 1988
Michouxdinium variabile (Bujak in Bujak et al. 1980) Williams et al. 2015
Microdinium kustanaicum Vozzhennikova 1967
Microdinium reticulatum Vozzhennikova 1967
Muratodinium fimbriatum (Cookson et Eisenack 1967) Drugg 1970
Ochetodinium romanum Damassa 1979
Oligosphaeridium complex (White 1842) Davey et Williams 1966
Operculodinium nanaconulum Islam 1983
Palaeocystodinium benjaminii Drugg 1967
Palaeocystodinium golzowense Alberti 1961
Palaeocystodinium lidiae (Gorka 1963) Davey 1969
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

- Petalodinium condylos* (Williams et Downie 1966) Williams et al. 2015
- Petalodinium lenisium* Iakovleva 2016
- Petalodinium rhomboideum* (Alberti 1961) Williams et al. 2015
- Petalodinium waipawaense* (Wilson 1967) Williams et al. 2015
- Phthanoperidinium comatum* (Morgenroth 1966a) Eisenack et Kjellström 1971
- Phthanoperidinium crenulatum* (De Coninck 1975) Lentin et Williams 1977
- Phthanoperidinium echinatum* Eaton 1976
- Phthanoperidinium geminatum* Bujak in Bujak *et al.* 1980
- Phthanoperidinium regalis* Bujak 1994
- Phthanoperidinium resistente* (Morgenroth 1966a) Eisenack et Kjellström 1971
- Piladinium columna* (Michoux 1988) Williams et al. 2015
- Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol 1962) Bujak *et al.* 1980
- Pyxidinopsis densepunctata* De Coninck 1985
- Reticulosphaera actinocoronata* (Benedek 1972) Bujak et Matsuoka 1986
- Rhadinodinium glabrum* (Cookson 1956) Williams et al. 2015
- Rhadinodinium politum* (Bujak *et al.* 1980) Williams et al. 2015
- Rhombodinium? aidae* Iakovleva 2015
- Rhombodinium draco* Gocht 1955
- Rhombodinium? freienwaldense* (Gocht 1955) Costa et Downie 1979
- Rhombodinium irtyschense* (Alberti 1961) Williams et al. 2015
- Rhombodinium longimanum* Vozzhennikova 1967
- Rhombodinium ornatum* (Vozzhennikova 1967) Williams et al. 2015
- Rhombodinium pentagonum* Vozzhennikova 1967
- Rhombodinium perforatum* (Jan du Chêne et Châteauneuf, 1975) Lentin et Williams 1977
- Rhombodinium porosum* Bujak 1979
- Rhombodinium spinula* (Bujak 1979) Williams et al. 2015
- Samlandia chlamydophora* Eisenack 1954
- Schematophora speciosa* Deflandre et Cookson 1955
- Senegalinium obscurum* (Drugg 1967) Stover et Evitt 1978
- Senoniasphaera inornata* (Drugg 1970) Stover et Evitt 1978
- Soaniella granulata* Vozzhennikova 1967
- Sophismatia crassoramosa* (Williams et Downie 1966) Williams et al. 2015
- Sophismatia? insolens* (Eaton 1976) Williams et al. 2015
- Sophismatia tenuivirgula* (Williams et Downie 1966b) Williams et al. 2015

Spinidinium clavus Harland 1973
Stenodinium meckelfeldense (Gocht 1969) Williams et al. 2015
Stichodinium elegantulum Iakovleva 2016
Stichodinium galliciense Iakovleva 2016
Stichodinium? lineidentatum (Deflandre et Cookson 1955) Williams et al. 2015
Stichodinium parisiense Iakovleva 2016
Stichodinium prostimus Iakovleva 2016
Stichodinium sympagicum Iakovleva 2016
Subtilisphaera deformans (Davey et Verdier 1973) Stover et Evitt 1978
Talladinium? angulosum (Châteauneuf et Gruas-Cavagnetto, 1978) Williams et al. 2015
Talladinium? marginatum (Andreeva-Grigorovich et Savitskaya 1993) Williams et al. 2015
Tanyosphaeridium xanthipyxides (Wetzel 1933) Stover et Evitt 1978
Tectatodinium pellitum Wall 1967
Thalassiphora delicata Williams et Downie 1966
Thalassiphora dominiquei Iakovleva et Heilmann-Clausen 2010
Thalassiphora fenestrata Liengjarern et al. 1980
Thalassiphora gracilis Heilmann-Clausen et Van Simaey 2005
Thalassiphora pelagica (Eisenack 1954) Eisenack et Gocht 1960
Thalassiphora reticulata Morgenroth 1966
Thalassiphora? spinifera (Cookson et Eisenack 1965) Stover et Evitt 1978
Trigonopyxidia fiscellata De Coninck 1986
Trigonopyxidia ginella (Cookson et Eisenack 1960) Downie et Sarjeant 1965
Turbiosphaera galatea Eaton 1976
Vallodinium? echinosuturatum (Wilson 1967) Williams et al. 2015
Vallodinium heilmannii Iakovleva 2016
Vallodinium picardicum Iakovleva 2016
Wetziella articulata Eisenack 1938
Wetziella gochtii Costa et Downie 1976
Wetziella ovalis Eisenack 1954b
Wetziella simplex (Bujak 1979) Lentin et Vozzhennikova 1989
Wetziella symmetrica Weiler 1956
Wilsonidium modicum Iakovleva 2016
Wilsonidium ornatum (Wilson 1967) Lentin et Williams 1976
Wilsonidium tabulatum (Wilson 1967) Lentin et Williams 1976