

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта»

на правах рукописи

Пономаренко Екатерина Петровна

**УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ БАЛТИЙСКОГО
МОРЯ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ**

1.6.14. «Геоморфология и палеогеография»

Диссертация на соискание степени кандидата географических наук

Научный руководитель: к. г-м. н. Баширова Л.Д.

Калининград, 2024

Оглавление

Введение.....	5
Актуальность темы исследования	5
Степень разработанности темы исследования	7
Научная новизна	9
Теоретическая и практическая значимость работы	10
Методология и методы исследования	11
Положения, выносимые на защиту.....	12
Степень достоверности и апробация результатов.....	13
Личный вклад автора.....	14
Благодарности.....	15
Глава 1. Осадконакопление Балтийского моря — взаимодействие геоморфологических и гидрологических процессов.....	16
Формирование и геоморфология бассейна Балтийского моря.....	17
История Балтийского бассейна в поздне- и послеледниковое время	22
Условия современного осадконакопления.....	26
Гидрологические и метеорологические условия осадконакопления.....	31
Современное состояние исследований.....	36
Краткие выводы	40
Глава 2. Материал и методы исследования.....	42
Поверхностные осадки.....	43
Короткие осадочные разрезы	43
Длинный садочный разрез	44
Распределение материала	45
Геохимические анализы.....	46

Определение потерь при прокаливании	46
Определение содержания органического углерода	47
Рентгенофлуоресцентный анализ.....	47
Гранулометрический анализ.....	49
Датирование осадков.....	50
Абсолютный возраст	50
Относительный возраст (Pb).....	50
Микропалеонтологический анализ	52
Поверхностные осадки.....	52
Осадочные разрезы.....	53
Анализ гидрологических и гидрохимических показателей	55
Краткие выводы	55
Глава 3. Распределение бентосных фораминифер в современных донных осадках юго-восточной части Балтийского моря в зависимости от изменений параметров среды	57
Характеристика донных осадков	58
Гидрологические и гидрохимические условия в районе исследования	60
Распространение бентосных фораминифер в исследуемом районе.....	65
Влияние условий среды на распределение бентосных фораминифер	70
Краткие выводы	76
глава 4. Условия осадконакопления в Готландском бассейне в среднем и позднем голоцене	78
Литология осадочных разрезов	78
Геохимические характеристики осадков	84
Распределение бентосных фораминифер.....	85

Вопрос датирования осадков Балтийского моря.....	87
Вентиляция придонного слоя воды в районе отбора осадочного разреза.	92
Изменение океанологических условий в Восточном Готландском бассейне в течение последних 7 тысяч лет.....	95
Ранняя и средняя литориновые стадии (ок. 7.0–3.2 тыс. кал. л. н.).....	96
Поздняя литориновая стадия (3.2 тыс. кал. л. н. – настоящее время)...	100
Краткие выводы	105
Глава 5. Океанологические условия южной части балтийского моря в позднем голоцене	106
Литология осадочных разрезов	107
Геохимические характеристики осадочных разрезов.....	113
Распределение бентосных фораминифер.....	116
Геохронология осадочных разрезов	117
Палеоэкологические условия юго-восточной и западной части Балтийского моря в последнем тысячелетии.....	123
Темные века.....	124
Средневековый климатический оптимум	126
Малый ледниковый период	129
Современный теплый период	130
Краткие выводы	132
Заключение	134
Литература	139
Приложение 1	161
Приложение 2	166

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Балтийское море — полузамкнутый солоноватоводный водоем с устойчивой стратификацией (Voiron, 1981). Ключевое воздействие на среду осадконакопления бассейна оказало возобновление водообмена с Северным морем и Атлантическим океаном через Датские проливы при смене стадии Анцилового озера стадией Литоринового моря около 8000–7500 лет назад (Sohlenius et al., 1996; Sohlenius and Westman, 1998). Режим водообмена формируется, прежде всего, под влиянием атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой (Hänninen et al., 2000; Olsen et al., 2012). В первую очередь это изменения параметров центров действия атмосферы, характеризующихся собственной цикличностью, а также подверженных влиянию изменений глобальной атмосферной циркуляции (Olsen et al., 2012; Schimanke et al., 2012). Так, положительная фаза североатлантического колебания (САК) обуславливает западные ветры, способствующие поступлению соленых вод Северного моря в глубоководные впадины Балтийского (т.н. затоки североморских вод), и более мягкие зимы в Балтийском регионе (Hurrell, 1995; Alheit and Hagen, 1997; Lehmann et al., 2002; Dippner and Voss, 2004; Mohrholz et al., 2006; Olsen et al., 2012; Schimanke et al., 2012; Seip et al., 2019). Согласно палеоокеанологическим реконструкциям, в целом, хорошо прослеживается положительная корреляция между соленостью придонных вод и САК, однако данные работы немногочисленны и характеризуются низкими пространственным и временным разрешениями (например, Harff et al., 2011; Binczewska et al., 2018; Andrén et al., 2020). В исследованиях, основанных на результатах статистического анализа и моделирования гидрометеорологических данных, единое мнение относительно влияния САК на придонный водообмен (Zorita and Laine, 2000; Meier and Kauker, 2003; Meier, 2005; Meier, 2007), а также наблюдаемой динамики частоты затоков (Matthäus, 2006; Mohrholz, 2018; Radtke et al., 2020) отсутствует. Климатические изменения и сопутствующая трансформация атмосферной циркуляции оказывают

влияние на периодичность и интенсивность затоков и, следовательно, среду осадконакопления в Балтийском море, как в прошлом, так и в будущем (Conley et al., 2009; Kabel et al., 2012; Jilbert and Slomp, 2013; Carstensen et al., 2014; Mohrholz, 2018). Для понимания наблюдаемой динамики и оценки ее воздействия на изменение природных условий, составления надежных прогнозов, корректировки и валидации существующих климатических моделей необходимы длинные непрерывные ряды данных об изменении параметров среды. Долгопериодные вариации палеогеографических, палеоклиматических и палеоокеанологических обстановок находят отражение в характеристиках осадочных разрезов Балтийского моря, которые, ввиду высоких скоростей осадконакопления, представляют детальные и непрерывные архивы данных. Палеогеографические реконструкции высокодинамичных систем, таких как Балтийское море, требуют комплексного междисциплинарного подхода, включающего литологические, геохимические и микропалеонтологические исследования, а также привлечение архивных и модельных океанологических и метеорологических данных. Микропалеонтологический анализ играет важную роль в реконструкции условий осадконакопления. Однако для определения надежных индикаторов изменения палеогеографических условий и достоверной интерпретации результатов необходима информация о региональных особенностях распределения сообществ фораминифер и отражении в них палеоокеанологических и палеоклиматических сигналов.

Объект исследования — донные осадки Балтийского моря

Предмет исследования — динамика природных условий и изменение среды осадконакопления в Балтийском море в голоцене.

Цель настоящей работы — восстановить условия осадконакопления в южной части Балтийского моря с акцентом на влияние затоков североморских вод в голоцене в контексте изменения атмосферной циркуляции.

Для достижения поставленной цели были выполнены следующие **задачи**:

1. Изучить литологические и геохимические свойства донных осадков южной и центральной частей Балтийского моря.
2. Построить возрастные модели осадочных разрезов на основе данных абсолютного (AMS ^{14}C) и относительного датирования осадков.
3. Изучить условия осадконакопления в течение 5 лет на основе анализа архива гидрологических и гидрохимических данных.
4. Провести количественный и качественный анализ распределения бентосных фораминифер в поверхностных донных осадках и седиментационных колонках.
5. По результатам комплексного анализа поверхностных донных осадков и характеристик придонных вод выявить особенности распространения бентосных фораминифер, которые могут быть положены в основу палеореконструкций.
6. Выполнить реконструкцию условий осадконакопления в южной части Балтийского моря, а также палеоклиматической изменчивости в позднем голоцене.

Степень разработанности темы исследования

Изучение геоморфологии и систематический отбор осадков Балтийского моря начались еще в конце XIX столетия, однако данные работы преследовали практические цели обеспечения судоходства, рыбного промысла и защиты берегов (Григялис, 1991). Более поздние подробные обширные описания геологии и геоморфологии Балтийского моря и его отдельных бассейнов опубликованы во многих работах (например, Гудялис и Емельянов, 1976; Лисицын и Емельянов, 1981; Григялис, 1991; Voipio, 1981; Winterhalter, 1992; Harff et al., 2011; Rosentau et al., 2017). Исследования истории развития Балтийского моря и эволюции осадконакопления в голоцене также довольно многочисленны (например, Кессел, 1965; Давыдова и др., 1970; Гудялис, 1985; Григялис, 1991; Блажчишин 1998; Sohlenius et al., 1996; Andren et al., 2000; Harff et al., 2011). Несмотря на решающее влияние водообмена с Северным морем на формирование осадков и природную

среду Балтийского моря, вопрос распространения затоков в геологическом прошлом исследован не полностью. Большинство подобных исследований основано на данных диатомового анализа, который позволяет реконструировать соленость поверхностного слоя воды в голоцене (например, Witkowski, 1994; Andren et al., 2000; Sohlenius et al., 2001; Emeis et al., 2003; Kratzer et al., 2011; Ning et al., 2017). Альтернативным методом, позволяющим реконструировать изменения солености придонных вод, является изучение элементного состава донных отложений (например, Grigoriev et al., 2011; Jilbert and Slomp, 2013; Carstensen et al., 2014; Moros et al., 2017; Ryabchuk et al., 2021). Среди опубликованных работ немногие (Саидова, 1981, 1982; Лукашина, 1995, 1997, 2006; Brodniewicz, 1965; Lutze, 1965; Emelyanov, 1995; Lukashina, 2002; Kotilainen et al., 2014; Häusler et al., 2017; Binczewska et al., 2018; Groeneveld et al., 2018; van Wirdum et al., 2019; Kostecki and Radziejewska, 2021) рассмотрели изменения придонной солености в Балтийском море в голоцене по данным изучения фораминифер в осадочных колонках. Такое малое число палеогеографических работ можно объяснить низкими концентрациями и плохой сохранностью карбонатных микрофоссилий, а также высокой трудоемкостью анализа ввиду малых размера и количества раковин. Основная масса микропалеонтологических исследований сконцентрирована на изучении современных бентосных фораминифер в западных районах Балтийского моря. В российском секторе юго-восточной части Балтийского моря данные о распределении бентосных фораминифер в поверхностном слое донных осадков опубликованы в единичных работах отечественных исследователей (Саидова, 1981, 1982; Лукашина, 1995). Также мало изучено распределение бентосных фораминифер на разных временных масштабах в осадочных разрезах, отобранных в данном районе (например, Emelyanov, 1995; Lukashina, 2002; Лукашина 2006). Мало количество реконструкций солености, основанных на распределении бентосных фораминифер, обуславливает крайне низкое количество работ по сравнению данного параметра с модельными и натурными метеорологическими данными. Однако такое сравнение является ключевым для определения процессов,

оказывающих влияние на периодичность и интенсивность заточков и, следовательно, среду осадконакопления Балтийского моря.

Научная новизна

В рамках диссертационной работы впервые:

- проведены комплексные исследования, включающие микропалеонтологический анализ коротких осадочных разрезов с ненарушенным верхним слоем осадков, отобранных в Арконском, Борнхольмском, Гданьском и Готландском бассейнах Балтийского моря;

- подробно описан родовой состав современных бентосных фораминифер, обнаруженных в российском секторе юго-восточной части Балтийского моря, впервые получены фотографии раковин высокого разрешения (электронный сканирующий микроскоп) и собрана микропалеонтологическая коллекция;

- изучено количественное и качественное распространение бентосных фораминифер в российском секторе юго-восточной части Балтийского моря в зависимости от характеристик донных осадков (гранулометрический состав и содержание органического углерода в осадке) и придонных вод (температура, соленость и содержание растворенного кислорода);

- в сообществе бентосных фораминифер российского сектора юго-восточной части Балтийского моря выделены роды-индикаторы изменения условий осадконакопления, а также палеоокеанологических параметров, которые могут быть применены при палеорекострукции параметров среды;

- получены данные об особенностях осадконакопления и палеоокеанологических условиях (вариации биопродуктивности поверхностных вод, изменение содержания кислорода и солености придонных вод) на юго-западном склоне Восточного Готландского бассейна в среднем и позднем голоцене;

- доказана взаимосвязь между интенсивностью затоков североморских вод в Готландском бассейне и вариациями существующих модельных параметров североатлантического колебания в среднем и позднем голоцене;

- в трех бассейнах южной части Балтийского моря изучена пространственная неоднородность влияния затоков на осадконакопление и условия среды, обусловленная морфологией бассейна моря, а также изменением параметров САК в позднем голоцене.

Теоретическая и практическая значимость работы

Результаты диссертационной работы вносят существенный вклад в изучение условий и особенностей осадконакопления Балтийского моря, обусловленных геоморфологией и гидрологией бассейна, на фоне климатических вариаций среднего и позднего голоцена. Выполненная корреляция результатов комплексного анализа осадочных колонок и данных моделирования североатлантического колебания имеет важное значение для понимания зависимости периодичности и интенсивности (относительного объема интрузий) затоков североморских вод от изменения атмосферной циркуляции в голоцене. Продолжительные непрерывные ряды данных об изменении палеогеографических и палеоокеанологических параметров, представленные в работе, необходимы для выявления природных взаимосвязей, управляющих процессов, а также понимания будущей динамики среды осадконакопления в условиях меняющегося климата и атмосферной циркуляции на длинных временных отрезках. Полученная в рамках настоящего исследования информация о распространении бентосных фораминифер в зависимости от вариаций палеоокеанологических условий (биопродуктивность поверхностных вод, содержание кислорода в придонных водах, соленость придонных вод) в дальнейшем может быть применена при реконструкции условий осадконакопления по данным других осадочных разрезов, отобранных в юго-восточной части Балтийского моря. Результаты диссертационного исследования могут быть использованы для корреляции с данными анализа других осадочных колонок с целью реконструкции

пространственного изменения условий формирования осадков в Балтийском море. Результаты анализа исследуемых колонок могут быть сопоставлены с данными изучения осадочных разрезов прилегающего Балтийского региона для изучения динамики палеогеографических обстановок в голоцене. Построенные возрастные модели могут быть основой литостратиграфических корреляций. Данные комплексного анализа могут быть использованы при построении и валидации климатических моделей и прогнозов изменения природных условий. Подготовленная микропалеонтологическая коллекция и фотографии бентосных фораминифер, полученные с помощью электронного сканирующего микроскопа, могут быть использованы в учебном и научном процессах. Результаты работы используются в научных исследованиях АО ИО РАН.

Методология и методы исследования

Диссертационная работа основана на изучении 25 проб поверхностных донных отложений, отобранных в российском секторе юго-восточной части Балтийского моря и Борнхольмском бассейне (131 рейс НИС «Профессор Штокман», 33 рейс НИС «Академик Николай Страхов»), а также 7 седиментационных колонок, отобранных в Гданьском, Готландском, Борнхольмском и Арконском бассейнах Балтийского моря в 43-м и 44-м рейсах НИС «Академик Борис Петров» при участии автора. Расположение изученных осадочных колонок в пяти бассейнах Балтийского моря позволяет изучить не только временные, но и пространственные вариации условий формирования донных осадков в Балтийском море в течение голоцена.

Методологическая основа исследования включает:

- литологический анализ осадков;
- качественный и количественный микропалеонтологический анализы 25 проб поверхностных донных отложений (сухая фракция более 63 мкм), а также 223 проб донных отложений колонок (влажная фракция более 63 мкм);

- определение элементного состава 691 пробы донных отложений колонок с помощью рентгенофлуорисцентного анализа;
- геохимический анализ 25 проб поверхностных донных отложений, а также 343 проб донных отложений колонок (определение потерь при прокаливании, а также содержания органического углерода кулонометрическим методом);
- радиоуглеродное датирование 13 образцов донных отложений колонок методом ускорительной масс-спектрометрии;
- гранулометрический анализ 25 проб поверхностных донных отложений, а также 122 пробы донных отложений колонок;
- относительное датирование 5 коротких колонок донных отложений, основанное на вариациях распределения концентраций свинца вдоль осадочных разрезов
- статистический анализ пятилетнего архива гидрологических данных АО ИО РАН (содержание растворенного кислорода, соленость и температура придонных вод).

Полученный автором фактический материал обработан с применением программ Microsoft Excel, Quantum GIS, CALIB ¹⁴C Calibration Program, Clam version 4.0.4. Теоретической основой исследования послужили труды отечественных и зарубежных авторов по седиментологии, геологии, микропалеонтологии, геохимии, палеогеографии, палеоокеанологии, палеоклиматологии, метеорологии и гидрологии Балтийского моря и региона Северной Атлантики.

Положения, выносимые на защиту

1. Представители рода *Elphidium* (*Cribrøelphidium*) являются индикаторами изменений придонных условий осадконакопления в юго-восточной части Балтийского моря, связанных с частотой и объемом затоков североморских

вод. Группы агглютированных фораминифер являются вспомогательным индикатором придонной динамики и продуктивности вод.

2. Установлена взаимосвязь между интенсивностью затоков североморских вод и вариациями модельных параметров североатлантического колебания в среднем–позднем голоцене, которая подтверждается данными комплексного анализа осадочного разреза, отобранного в Готландском бассейне.

3. В течение последнего тысячелетия в южной части Балтийского моря влияние затоков на условия осадконакопления характеризуется пространственной неоднородностью, отражающей изменения параметров индекса североатлантического колебания.

Степень достоверности и апробация результатов

Достоверность результатов обеспечена достаточным количеством и соответствующим качеством исследуемых материалов, а также комплексным изучением, включающим микропалеонтологический, литологический, геохимический, гидрохимический и статистический анализы. Отбор и подготовка проб, а также анализы проведены в соответствии со стандартными опубликованными методиками и требованиями. Основные положения диссертации изложены в 6 рецензируемых публикациях, в том числе в 5 в изданиях, входящих в базы цитирования Scopus и Web of Science. Результаты исследования обсуждены на научно-практических семинарах лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН, проходивших в 2016–2024 годах, а также представлены на всероссийских и международных конференциях, таких как XXII и XXIV Международные научные конференции (Школы) по морской геологии (Москва 2017, 2021); II, IV, V, VI, VII Всероссийские конференции молодых ученых «Комплексные Исследования Мирового Океана» (Москва, 2017, Севастополь 2019, Калининград 2020, Москва 2021, Санкт-Петербург 2023); Генеральные ассамблеи Европейского союза Наук о Земле 2017 и 2019 годов (European Geosciences Union, Вена, Австрия); II Балтийская конференция — Балтийский регион в переходный период (2nd Baltic Earth Conference — The Baltic

Sea Region in Transition, Хельсингер, Дания 2018); 14 Коллоквиум по геологии Балтийского моря (14th Colloquium on Baltic Sea Marine Geology, Стокгольм, Швеция 2018); Международный полевой симпозиум рабочей группы Перибалтик (International Field Symposium of the Peribaltic Working Group, Грайфсвальд, Германия 2019); VI Всероссийская научная конференция (с международным участием) «Динамика экосистем в голоцене» (Санкт-Петербург 2022), и опубликованы в соответствующих сборниках.

Личный вклад автора

Автор лично участвовала в отборе материала поверхностных донных отложений, а также седиментационных колонок в 33-м рейсе НИС «Академик Страхов» (октябрь–декабрь 2016 года), в 43-м и 44-м рейсах НИС «Академик Борис Петров» (август и октябрь 2018 года соответственно). В лаборатории геологии Атлантики АО ИО РАН автором проведены: литологическое описание 7 осадочных колонок, отбор проб и пробоподготовка, количественный и качественный микропалеонтологический анализы поверхностных осадков, а также 7 исследуемых колонок, рентгенофлуоресцентный и гранулометрический анализы коротких колонок. Автор отбирала материал для проведения радиоуглеродного (AMS ^{14}C) датирования осадков и изучения распределения в них концентраций свинца, на основе которых автором самостоятельно были построены возрастные модели для 5 колонок. Интерпретация полученных результатов, сопоставления и выводы, изложенные в диссертационной работе, сделаны лично автором. Автор подготовила и представила результаты исследования на всероссийских и международных конференциях, а также успешно реализовала руководство грантом РФФИ № 19-45-393008 p_мол_а «Реконструкция параметров палеоэкологических обстановок в Балтийском море, обусловленных вариациями поступления североморских вод, в позднем голоцене».

Благодарности

Автор выражает благодарность своему научному руководителю к.г.-м.н. Лейле Джангировне Башировой за поддержку и всестороннюю помощь в работе над диссертационным исследованием, постоянное внимательное отношение к процессу работы над диссертацией. Автор благодарна к.г.-м.н. В.В. Сивкову и д.г.н. Дубравину В.Ф. за конструктивные критические замечания. Автор признательна д.ф.-м.н., проф. В.А. Гриценко за разностороннюю помощь и поддержку. Помощь профессора Е. Нагги (Jeno Nagy) при определении видов бентосных фораминифер оказала ключевое влияние на развитие работы. Автор благодарит Дорохову Е.В. за проведение гранулометрического и рентгенофлуорисцентного анализов, а также обучение данным видам анализов; Кречика В.А. — за выполнение гидрологических работ и последующую статистическую обработку результатов, Пугачеву Т.Л. — за проведение гранулометрического, рентгенофлуорисцентного, микропалеонтологического и геохимического анализов; Жолинскую Е.П. и Лихину А.А. — за выполнение геохимических анализов. Большое спасибо участникам научных рейсов ПШ-131, АНС-33, АБП-43 и 44 за помощь в получении материала. За предоставление материально-технической базы для сбора и анализа материала автор благодарит АО ИО РАН, а также всех сотрудников института, причастных к сбору, обработке и анализу материалов и данных. Сочетание дружеской поддержки и профессиональной помощи Любови Кулешовой, Лилии Хатмуллиной и Марии Капустиной сыграло важную роль.

Исследования проведены при финансовой поддержке государственного задания АО ИО РАН по темам № 0149-2018-0012; № 0149-2019-0013 и № FMWE-2021-0012. Исследование поддержано грантом РФФИ № 19-45-393008 р_мол_а, программой повышения конкурентоспособности БФУ им. И. Канта «5-100», а также грантами Российского научного фонда № 18-77-10016, № 22-17-00170, <https://rscf.ru/project/22-17-00170/>.

ГЛАВА 1. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ — ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Балтийское море представляет собой один из крупнейших внутриконтинентальных солоноватоводных водоемов с медленным и ограниченным горизонтальным водообменом придонных слоев и сильной двухслойной стратификацией водной толщи. Гидрохимические и гидрологические условия изолированного придонного слоя, такие как соленость, насыщение кислородом и биогенными элементами, окислительно-восстановительные условия на границе вода/дно, а также уровень сульфат-редукции, формируются под воздействием спорадических адвекций более соленых, обогащенных кислородом североморских вод, поступающих через узкие и относительно мелководные Датские проливы (Hermelin, 1987; Mohrholz et al., 2015; Häusler et al., 2017). Морфология Балтийского моря включает несколько бассейнов, разделенных узкими и относительно мелководными порогами и каналами. Район исследования охватывает Арконский и Борнхольмский бассейны, составляющие юго-западную Балтику, а также Гданьско-Готландский порог и Готландский и Гданьский бассейны, объединенные в центральную Балтику (Готландское море) (Рисунок 1.1). Сложный рельеф дна ограничивает распространение вод затоков, и их соленость понижается в северо-восточном направлении с удалением от источника затоков вследствие перемешивания, оказывая влияние на снижение биоразнообразия и изобилия сообществ (Hermelin, 1987; Matthäus, 2006; Leppäranta and Myrberg, 2009). Соленые североморские воды поступают в Борнхольмский бассейн из Арконской котловины через пролив Хамрарне (Борнхольмскат). Далее они распространяются по Слупскому желобу в Готландский и Гданьский бассейны, расположенные в юго-восточной части Балтийского моря и разделенные Гданьско-Готландским порогом (Mohrholz et al., 2015; Häusler et al., 2017; Vinczewska et al., 2018). Исследуемый район охватывает

Арконский, Борнхольмский, Готландский и Гданьский бассейны, а также Гданьско-Готландский порог.

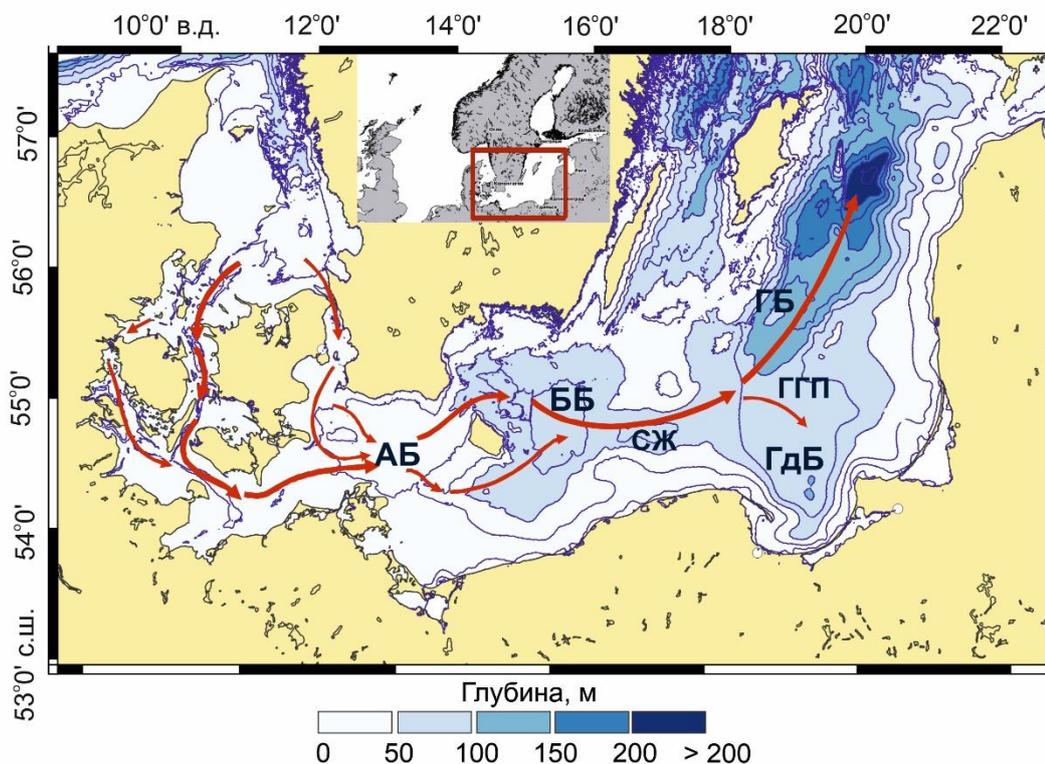


Рисунок 1.1. Карта-схема района исследования. Красными стрелками указано направление заток вод Северного моря (на основе компиляции Matthäus 2006; Mohrholz et al. 2015). АБ — Арконский бассейн, ББ — Борнхольмский бассейн, ГБ — Готландский бассейн, ГДБ — Гданьский бассейн, ГГП — Гданьско-Готландский порог, СЖ — Слупский желоб.

Формирование и геоморфология бассейна Балтийского моря

Подробные обширные описания геологии и геоморфологии Балтийского моря и его отдельных бассейнов опубликованы во многих работах (например, Гуделис и Емельянов, 1976; Емельянов и Лисицын, 1981; Григелис, 1991; Voipio, 1981; Winterhalter, 1992; Andrén et al., 2011; Harff et al., 2011; Rosentau et al., 2017). Задачей настоящего раздела является выборочная характеристика аспектов формирования и геоморфологии Балтийского моря, релевантных в рамках проводимого исследования. Хотя Балтийское море является относительно мелководным морем, морфология его дна весьма разнообразна. Основные

морфологические черты, имеющие доледниковое происхождение, были окончательно сформированы ледниковой эрозией и гляциофлювиальными процессами. До сих пор нет единого мнения относительно роли эрозионных и тектонических процессов в формировании депрессии Балтийского моря (Šliaura and Noth, 2011). Большинство исследований указывают на доледниковое тектоническое происхождение основного морфологического понижения и лишь очень ограниченную роль ледниковой эрозии (например, Voipio 1981, Šliaura et al. 1995; Amantov et al., 2011), однако некоторые ученые подчеркивают основную роль эрозионных процессов (например, Marks, 2004).

Балтийское море занимает западную и центральную части Балтийского осадочного бассейна, зародившегося в позднем эдиакаре — раннем кембрии, и, следовательно, тесно связано с его развитием. Район бассейна отличается в тектоническом плане длительной историей опускания (проседания) на протяжении времени от позднего докембрия до четвертичного периода. Современный Балтийский бассейн граничит с Северо-Германским бассейном, и Датским осадочными бассейнами. Западную границу бассейна образует зона Тейсейра-Торнквиста, северо-западную — высокогорье Скандинавских Каледонид (Гуделис и Емельянов, 1976; Šliaura and Noth, 2011).

Балтийский бассейн расположен над окраиной Восточно-Европейского кратона (платформы), консолидированного в раннем протерозое (Гуделис и Емельянов, 1976; Григелис, 1991; Bogdanova et al., 2006; Linnemann et al., 2008). Мощность осадочного чехла варьирует от <100 м на севере Эстонии до 4000 м в западной части бассейна (север Польши). В мезопротерозое в результате реактивации вулканической активности произошло обширное внедрение гранитов рапакиви и связанных с ними магматических пород (Naarala and Rämö, 1992). Древнейшие неметаморфизованные отложения мезопротерозойского возраста, представленные кварцевыми песчаниками и конгломератами, преслаивающими основные и кислые вулканические породы, преимущественно заполняют грабеновые структуры Балтийского бассейна. Крупнейшей морфологической

единицей данного типа впадин является котловина Ботнического моря, демонстрирующая характерные черты палеорифта, такие как топографический минимум, тонкая кора, большие градиенты мощности коры. Песчаники отлагались в речных, приливных или эоловых обстановках и обычно не были подвержены складчатым или другим деформациям (Kogja et al. 2001).

После длительного перерыва осадконакопление возобновилось в раннеэдиакарское время. Осадки представлены туфитовыми песчаниками и конгломератами мощностью от 2 до 30 м, а также алевролитами и сланцами (Šliaupa and Hoth, 2011). На данный период приходится этап фрагментации континентов и активизации тектонических процессов в районе Балтийского моря (Paskevicius, 1997). Первая обширная трансгрессия в Балтийском регионе произошла в позднем эдиакарии–раннем кембрии, когда в преимущественно пойменных условиях отлагались песчаники и конгломераты мощностью более 100 м (Jaworowski and Sikorska, 2003). Прогрессирующий раскол континентальных массивов суши и открытие моря Торнквиста на западе привели к расширению морского бассейна на восток, сначала в пределах района, известного сейчас как Балтийское море, а затем и в современные прибрежные районы. Растяжение литосферы, а также осадочные и термические нагрузки прилегающей рифтовой системы, предположительно расположенной к западу от зоны Тейссейра-Торнквиста, обуславливают опускание Балтийского бассейна в это время (Šliaupa and Hoth, 2011).

В середине раннего кембрия произошла резкая перестройка характера осадконакопления — обширная морская трансгрессия с запада привела к отложению кварцевых песчаников, алевролитов и сланцев (Григелис, 1991). Распределение отложений данного периода практически соответствует современному контуру Балтийского моря, подтверждая зарождение бассейна в данное время. Отложения кембрийского возраста покрыты сланцевым комплексом ордовикского возраста, мощность которого в морской части составляет от 60 до 160 м (Šliaupa and Hoth, 2011). В структуре отложений

наблюдается разделение на фации с преобладанием карбонатов на востоке и более глубоководные морские фации с граптолитовыми сланцами на западе (Laskovas, 2000). В ордовике пассивное опускание континентальной окраины Балтийского бассейна постепенно замедлилось, обусловив дальнейшее, но более медленное опускание бассейна. В силурийском периоде значительно возросли скорость осадконакопления, а также интенсивность опускания, обусловленная изгибом западного края плиты из-за столкновения с Авалонской плитой. Мощность осадочной толщи увеличивается к западу, достигая максимума в 3500 м в юго-западной части Балтийского моря (Poprawa et al., 1999). В девоне интенсивное опускание бассейна сменилось более стабильными тектоническими условиями, характеризующимися непрерывным, но гораздо более медленным опусканием. В начале каменноугольного периода погружение бассейна прекратилось, и последующий интервал развития характеризовался перерывом в осадконакоплении до средней/верхней перми. Кроме того, склоны бассейна были значительно подняты и размывы. Самые нижние отложения каменноугольного периода, представленные песчаниками и углистыми сланцами, имеют ограниченное распространение и пока известны только в прибрежных районах Литвы, Латвии и в центре южной части Балтийского моря. Пермокарбонная тектоническая реактивация региона Балтийского моря обусловила поднятие бассейна ввиду нагрева литосферы, а последующая термическая релаксация привела к возобновлению осадконакопления в условиях опускания в поздней перми. Верхнепермские отложения представлены карбонатами и эвапоритами максимальной мощностью до 350 м в южной части Гданьской впадины (Григелис, 1991; Šliaupa and Noth, 2011).

В отличие от палеозойского периода, который характеризовался практически непрерывным осадконакоплением и устойчивым опусканием, в мезозойском и кайнозойском периодах преобладало неотложение осадков, которое периодически прерывалось морскими трансгрессиями с запада, связанными с глобальными изменениями уровня моря. Смена режима осадконакопления обусловлена тем, что процессы термического прогибания

литосферы наиболее активные в поздней перми и раннем триасе постепенно прекратились в течение мезозоя и кайнозоя (Šliaupa and Hoth, 2011). В южной части Гданьской впадины максимальной мощности достигают отложения нижнего триаса, представленные красноцветными озерными аргиллитами и мелкозернистыми аркозовыми песчаниками (Гуделис и Емельянов, 1976; Григелис, 1991; Suveizdis and Katinas 1990). Юрская толща представляет типичную последовательность от озерных отложений в нижней части до морских в верхней. Она сложена преимущественно мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами, в верхней части присутствует прослой известняка. Для нижнего мела характерны глауконитовые песчаники и алевролиты, в то время как отложения верхнего мела представлены мергелем, мелом и алевролитами. Кайнозойские терригенные отложения представлены только в самой южной части Балтийского моря и южнее на суше. Отложения палеогена, сложенные мелководными морскими сланцами, песчаниками и алевролитами, достигают 80 м. Крупный дельтовый комплекс с месторождениями янтаря развит в западной части Калининградской области. Отложения неогенового возраста, представленные мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и сланцами, сформированными в озерно-аллювиальных обстановках, распространены южнее Балтийского моря (Гуделис и Емельянов, 1976; Григелис, 1991; Šliaupa and Hoth, 2011).

Повторяющиеся четвертичные оледенения неоднократно покрывали части или весь бассейн Балтийского моря (Amantov et al., 2011). Интенсивная ледниковая эрозия привела к сокращению мощности четвертичного чехла в районе Балтийского моря, поэтому сложно реконструировать последовательные события плейстоцена (Šliaupa and Hoth, 2011). Хотя существует возможность, что эрозия коренных пород была равномерно распределена между всеми ледниковыми циклами, вероятнее всего, основные преобразования поверхности и формирование крупных чрезмерно углубленных впадин приурочены к первым оледенениям четвертичного периода. Более молодые оледенения в основном удалили отложения, накопленные в результате предыдущих ледниковых циклов,

уменьшив мощность четвертичного периода и локально врезув поверхность коренных пород. Изостатический эффект ледниковой эрозии и седиментации существенно влияет на общее постледниковое выравнивание и поднятие поверхности (Amantov, 1995; Amantov et al., 2011). В начале плейстоцена котловину Балтийского моря занимал так называемый Балтийский ледниковый поток, продвигающийся с северо-востока на юго-запад (Gibbard, 1988), знания о котором, однако, весьма ограничены, поскольку Окский (Эльстерский) ледниковый щит стер более старые отложения. Первым свидетельством существования котловины Балтийского моря являются морские отложения Лихвинского (Голштинского) межледниковья, распространенные в акватории Балтийского моря и прилегающих регионах. Во время Микулинского (Эемского) межледниковья в границах береговой линии Балтийского моря снова существовал морской бассейн (Григелис, 1991; Šliaupa and Hoth, 2011). В течение последнего ледникового цикла в зонах наиболее активной эрозии примерно 20–90 м отложений было разрушено (Amantov et al., 2011).

История Балтийского бассейна в поздне- и послеледниковое время

На начальном этапе Балтийское ледниковое озеро (БЛО), скорее всего, находилось на уровне моря, однако, ввиду более быстрого изостатического подъема территории в районе порога Эресунн по сравнению с повышением уровня моря, вытекающая река Эресунн размывала свое русло в соответствии с темпом подъема территории. Когда эрозионная деятельность потока достигла богатой кремнем меловой породы 14 тыс. кал. л. н., наступил поворотный момент в истории БЛО — эрозия русла стока прекратилась, а дальнейшее поднятие территории изолировало БЛО и привело к запруживанию (затоплению) бассейна озера. Ввиду дегляциации седиментация в БЛО носила преимущественно ледниково-озёрный характер, в результате которой в районах, прилегающих к ледниковому щиту, по мере его отступления на север отлагались ленточные глины, в то время как гомогенные глины отлагались в более отдаленных областях. Продуктивность водоема была очень низкой, и даже диатомовые водоросли были

редки (Гуделис и Емельянов, 1976; Andrén et al., 2011). Ввиду продолжающегося изостатического поднятия перепад высот между уровнем БЛО и моря постепенно увеличивался, достигнув примерно 10 м 13 тыс. кал. л. н. В это же время появились признаки того, что произошел первый дренаж (спуск) БЛО, однако более поздние продвижения льда и сопутствующая ледниковая экзарация привела к тому, что доказательства данного события носят скорее косвенный характер (Björck, 2008; Andrén et al., 2011).

Во время похолодания климата позднего дриаса (12,8 тыс. кал. л. н.) ледниковый щит продвинулся на юг и снова заблокировал сток БЛО, обусловив новую стадию трансгрессии, во время которой озеро распространялось далеко на юг, доходя до Кильской бухты (Jensen et al., 2002). Более мягкие климатические условия в конце позднего дриаса спровоцировали отступление ледникового покрова (Григелис, 1991). Незадолго до начала голоцена произошло внезапное (в течение нескольких лет) понижение уровня БЛО примерно на 25 м до уровня моря (Jakobsson et al. 2007, Walker et al. 2009).

Начало следующего этапа развития Балтийского моря, Иольдиевого моря, совпадает с началом голоцена, характеризующегося быстрым потеплением (Walker et al., 2009). Быстрое отступление и таяние скандинавского ледникового щита спровоцировало увеличение скорости седиментации (Григелис, 1991; Andrén et al., 2011), а также быструю относительную регрессию уровня Иольдиевого моря в недавно освобожденных от ледника регионах. Несмотря на то что уровень Иольдиевого моря равнялся абсолютному уровню моря, примерно 300 лет понадобилось для того, чтобы соленая вода смогла проникнуть через довольно узкие проливы Шведской низменности. Фаза Иольдиевого моря отличается присутствием морских/солонатоводных ископаемых *Portlandia (Yoldia) arctica*, а также ленточными глинами, иногда характеризующимися наличием сульфидных включений, указывающих на наличие устойчивого галоклина. По различным данным максимальная продолжительность солонатоводной фазы Иольдиевого моря составляла от 70–120 лет до 350 лет

(Andrén et al., 2007). Из-за высокой скорости поднятия на юге центральной Швеции зона пролива быстро обмелела, что вместе с большим объемом вытекающих вод препятствовало проникновению соленой воды в море. Это снова превратило Иольдиевое море в пресноводный бассейн, хотя на западе еще существовал открытый контакт с мировым океаном через озеро Венерн (Vänern) и систему долин, расположенную западнее. В конце этапа Иольдиевого моря ледниковый щит отступил далеко на север, и большая часть современного бассейна Балтийского моря, за исключением Ботнического залива, была свободна ото льда (Andrén et al., 2011). Таким образом, ледниковые ленточные глины отлагались в Ботническом заливе, но в то же время в центральной и южной части бассейна происходило послеледниковое осадконакопление (Ignatius et al., 1981).

Изостатическое поднятие территорий в районе озера Венерн привело к обмелению расположенных западнее водотоков, ознаменовавшему окончание этапа ИМ, и абсолютному росту уровня водоема, обусловившему начало нового пресноводного этапа — Анцилового озера. Осадки этого крупного пресноводного водоема представлены глинами, обедненными органическим веществом (Winterhalter, 1992). Поступление талых вод в результате окончательного исчезновения скандинавского ледникового покрова, а также довольно обедненные почвы недавно освобожденной от ледника водосборной территории обусловили низкое содержание питательных веществ в водной толще и, следовательно, низкую продуктивность. Ввиду отсутствия галоклина воды озера были хорошо перемешаны и насыщены кислородом. Таким образом, довольно распространенные включения сульфидов в отложениях этого этапа, вероятно, являются следствием диффузии сероводорода из более ранних отложений (Sohlenius et al., 2001). Затопленные сосны и торфяные отложения в южной части Балтийского моря отражают трансгрессию, происходившую в течение примерно 500 лет (от 11,0 до 10,5 тыс. кал. л. н.) (Andrén et al., 2007). Общий эффект подпруживания Анцилового озера в результате подъема и обмеления проливов привел к поднятию уровня воды примерно на 10 м над уровнем моря (Björck et al., 2008). Трансгрессия на юге повлияла на формирование нового пути стока через

территорию современной Дании, в результате которого образовалась сложная система с речными руслами, дамбами и озерами во главе с рекой Даной (Bennike et al., 2004). Когда уровень моря в Каттегате достиг уровня озера внутри Балтийского бассейна, соленая вода могла спорадически проникать через длинную речную систему, таким образом знаменуя смену пресноводной фазы солоноватоводной, произошедшую 9.8 тыс. кал. л. н. (Berglund et al., 2005). Данный переходный начальный этап Литоринового моря выделяют в промежуточную стадию моря Мастоглойа (Шаталова и Субетто, 2021). По сравнению с нижележащими озерными отложениями содержание органики в данном интервале часто повышается постепенно. В прибрежной зоне была обильно распространена так называемая мастоглойевая солоноватоводная диатомовая флора, в открытой же части бассейна численность диатомей была низкой (Sohlenius et al., 2001).

Дальнейшее повышение уровня моря и затопление пролива Эресунн 8.8–8 тыс. кал. л. н. (Sohlenius et al., 1996; Andren et al., 2000) в результате продолжающегося таяния Лаврентийского и Антарктического ледниковых щитов привели к повышению солености и уже однозначному переходу к стадии Литоринового моря. Данный период отражен в осадочных разрезах как отчетливое увеличение численности солоноватоводных диатомовых водорослей, а также содержания органического вещества (Sohlenius et al., 2001). Последнее может быть связано как с лучшей сохранностью органического углерода в бескислородных условиях (Sohlenius et al., 1996), так и с увеличением толщины фотического слоя (глубины секки) из-за флокуляции глинистых частиц и последующей быстрой седиментации, обусловившим рост первичной продукции (Winterhalter, 1992; Andren et al., 2000). Последующие спорадические таяния Лаврентийского и Антарктического ледяных щитов могут объяснить отраженные во многих осадочных разрезах литориновые трансгрессии (Berglund et al., 2005, Andren et al., 2011). Проведенные ранее исследования позволили выделить от 3 (Bitinas and Damusyte, 2004) до 4 (Grigoriev et al, 2011) и даже 6 (Yu et al, 2005) проявлений этих событий. Каждые подъем и падение уровня сопровождались

резкими изменениями гидродинамических и гидрологических условий, включая смену глубины залегания пикноклина и его интенсивности. Изменения также затрагивали производные двухслойной стратификации гидрохимические характеристики, окислительно-восстановительные условия в придонном слое воды, водородный показатель и уровень сульфат-редукции. Проливы Эресунн и Большой Бельт расширились и становились глубже, обусловив рост солености до достижения послеледникового максимума примерно 6 тыс. кал. л. н. (Gustafsson and Westman, 2002).

Условия современного осадконакопления

Район исследования охватывает южную и центральную части Балтийского моря, включающие несколько бассейнов различной глубины, разделенных более мелкими подводными порогами, ограничивающими латеральный водообмен между бассейнами. Балтийское море соединяется с Северным морем через Каттегат и три узких Датских пролива (Малый Бельт, Большой Бельт и Эресунн (Зунд)) (Bunke et al., 2019). Малый Бельт и Большой Бельт сливаются в Фемарн Бельт, который выходит в Мекленбургский залив, с максимальной глубиной около 25 м. Далее на восток Мекленбургский залив и пролив Эресунн открываются в Арконский бассейн через мелководные пороги Дарсс и Дродген. Распределение современных позднеледниковых и послеледниковых осадков в Балтийском море отражает совместное влияние гидродинамических процессов, изначального распределения ледниковых отложений и послеледникового геоморфологического развития (Гуделис и Емельянов, 1976; Емельянов и Лисицын, 1981; Григелис, 1991; Voirio, 1981; Lemke, 1998) (Рисунок 1.2).

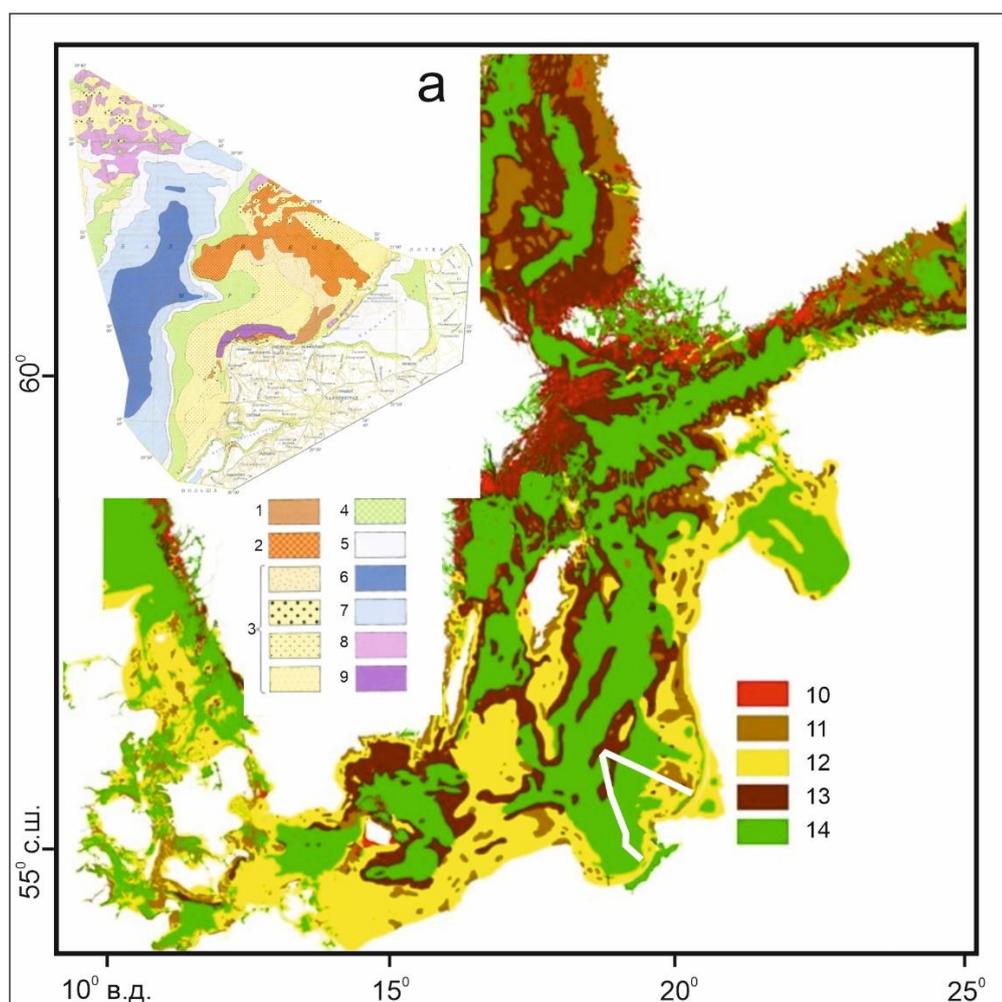


Рисунок 1.2. Распределение типов осадков южной и центральной частей Балтийского моря (Leth et al., 2008). На врезке *a* представлена литологическая карта ИЭЗ России в юго-восточной части Балтийского моря (Петров и Спиридонов, 2010), граница зоны указана белой линией на основной карте. Условные обозначения: 1, 11 — валуны, галька, гравий; 2 — пески с гравием и галькой; 3, 12 — пески различного состава; 4 — пески алевроглинистые; 5 — алевриты глинистые; 6, 14 — пелиты; 7 — пелиты алевритовые; 8 — подводные выходы четвертичных образований 9, 10 — выходы коренных пород; 13 — глины сцементированные.

Присутствуют участки эрозии с выходами ледниковых тиллов и гравия, которые встречаются в районах активного воздействия волн или придонных течений, вымывающих мелкозернистый материал. Распространение плотных вод Северного моря в придонном слое способствует формированию отложений в

областях так называемой спокойной седиментации, к которым относятся Гданьская, Борнхольмская и Восточная Готландская впадины. Для данных участков часто характерно возникновение сильного дефицита кислорода, анаэробных условий и формирование слоистых отложений лишенных биотурбации, отражающих годовую ритмичность осадконакопления. Скорость накопления тонкозернистых осадков может варьировать в относительно широком диапазоне от 0.5 до 2 мм в год (Voiron, 1981; Емельянов, 2002). Более высокие скорости осадконакопления отмечены в центральных районах осадочных бассейнов (депоцентрах), тогда как на их окраинах скорость осадконакопления ниже (Zalewska et al., 2020). Переходные зоны представляют равнины, покрытые мелким песком, например, песчаная равнина между островами Фальстер и Рюген, а также берег реки Одер в Померанской бухте, осадочный материал которых постоянно подвергается переработке. Более мелкозернистый материал минуя эти районы осаждаются в виде богатых органикой илов на больших глубинах (в депоцентрах), например, Арконском бассейне на глубине около 50 м. Помимо прибрежной эрозии и эолового переноса, терригенный материал попадает в юго-западную часть Балтийского моря с водами реки Одер (Christiansen et al., 2002a; Emeis et al., 2003). Кроме того, поверхностная биопродуктивность, а также придонные затоки соленых вод из Северного моря поставляют взвешенный материал (Bunke et al., 2019). Арконский бассейн характеризуется относительно пологим дном и максимальной глубиной около 50 м, средняя мощность илов составляет 4.7 м (Lemke, 1998). На востоке Арконский бассейн соединен с Борнхольмским бассейном проливом Хамрарне (Борнхольмсгат), расположенным севернее острова Борнхольм и характеризующимся наличием незначительных порогов (Porz et al., 2021). Ширина пролива составляет несколько километров, а по мере достижения Борнхольмского бассейна он разветвляется на множество более мелких каналов. На акустическом профиле, пересекающем одну из ветвей, видно асимметричное драпирование мягким материалом одной из дамб русла, указывающее на действие придонных течений, проходящих через русло (Bunke et al., 2019; Porz et al., 2021).

В отличие от относительно плоской котловины Арконского бассейна, морфология Борнхольмского бассейна более изменчива, максимальная глубина в центральной части достигает 100 м. Мощность ила составляет менее 1 м на большей площади бассейна, однако во впадинах она увеличивается. За пределами депоцентров большая часть морского дна покрыта песком, твердой (сцементированной) глиной или твердыми породами (Porz et al., 2021). Тонкозернистый материал вымывают высокоскоростные плотные придонные течения во время периодических затоков (Stigebrandt, 2017). Для бассейна характерны высокие пространственные вариации скоростей аккумуляции: скорость накопления алевритово-глинистого материала изменяется в сравнительно широком диапазоне от 0.5 до 2 мм в год. Как следствие, мощность голоценовых отложений весьма неоднородна и варьирует от 0 до 12 м в самых глубоких частях. Осадочный материал в основном поступает за счет волновой эрозии берегов (Emelyanov et al., 1995). Затоки действуют как транспортный агент для взвешенного вещества из Арконского бассейна и более мелководного пролива Борнхольмскгат (Christoffersen et al., 2007). Более того, существенный вклад вносят эоловые выпадения и материал первичной продукции. Борнхольмский бассейн на востоке соединен относительно мелководным Слупским желобом, характеризующимся максимальной глубиной 95 м, с Готландским и Гданьским бассейнами. Эти бассейны ограничены на западе несколькими отмелями, образующими широкий хребет, простирающийся от острова Готланд до побережья Польши на юге. Отмели характеризуются большими площадями с глубинами менее 20 м (Stigebrandt, 2017; Porz et al., 2021).

Готландский бассейн, являясь самым большим и одним из самых глубоких, характеризуется средней глубиной 250 м (Rosentau et al., 2017; Emelyanov, 1995). Ландсортская впадина, расположенная к северу от острова Готланд, — самое глубокое место в Балтийском море с глубиной 459 м. В целом, бассейн характеризуется пологими склонами и относительно плоским рельефом (Voipio, 1981; Емельянов, 1995). Вокруг острова Готланд, а также дальше на север распространены песчаные и тилловые отложения, охватывающие значительные

площади. Тонкозернистые, мягкие осадки встречаются главным образом на глубинах, превышающих 80 м. В центральной части бассейна максимальная мощность литориновых и постлиториновых отложений достигает 7 м. Учитывая начало Литориновой стадии около 7000 тыс. кал. л. н., средняя скорость осадконакопления равняется примерно 1 мм в год (Voipio, 1981). По данным различных исследований средняя скорость осадконакопления в бассейне варьирует от 0.3–0.8 (Christiansen et al., 2002b) до 0.2–1.6 (Hille et al., 2006) и 1.0–1.3 мм в год (Voipio, 1981). Литториновые илы характеризуются высоким содержанием (10–15%) органического вещества. В глубоководной фации присутствует очень выраженная слоистая структура илов или гиттии (Voipio, 1981). Согласно (Hille et al., 2006), в Готландском бассейне глубже 150 м распространены бескислородные условия, как следует из накопления слоистых отложений.

Гданьский бассейн расположен в юго-восточной части Балтийского моря и включает в себя мелководные прибрежные плато, Гданьскую впадину, оконтуренную изобатой 80 м, и Гданьско-Готландский порог, отделяющий Гданьскую впадину от Готландского бассейна. Средняя глубина бассейна — около 40 м, максимальная глубина — 118 м (Гданьская впадина) (Емельянов, 2002). Максимальные глубины, отмеченные на Гданьско-Готландском пороге, составляют 86 м. Позднечетвертичные осадки Гданьского бассейна представлены тремя основными литостратиграфическими единицами: ледниковыми глинами и алевролитами (осадки Балтийского ледникового озера), переходными глинами (осадки Иольдиевого моря и Анцилового озера) и послеледниковыми илами Литоринового моря (Voipio, 1981; Winterhalter, 1992). Зоны накопления илистых и алевролитовых осадков обычно расположены на гидродинамически неактивных участках ниже глубины постоянного галоклина (50–80 м). Содержание органического углерода в глубоководных илах увеличивается до 5–11%. За пределами глубинных участков моренные отложения покрыты илистыми и песчаными отложениями (Voipio, 1981; Winterhalter, 1992; Емельянов, 2002). В Гданьском бассейне скорость осадконакопления сильно изменяется из-за

неоднородности условий среды. По данным исследований коротких колонок отложений, изученных в работе (Suplińska and Pietrzak-Flis, 2008), в верхних 10 см осадков средние значения скоростей осадконакопления составляют 0.9–2.1 мм в год (Гданьская котловина) и 0.7–3.9 мм в год (Гданьская впадина). Исследования длинных колонок отложений показывают, что средние скорости составляют 0.1–2.0 (Емельянов, 2002), 0.6 (Zachowicz et al., 2008) и 1.8–2.1 мм в год (Staniszewski et al., 2001).

Гидрологические и метеорологические условия осадконакопления

Эволюция среды осадконакопления Балтики как полужамкнутого солоноватого водоема ознаменовалась сменой стадии Анцилового озера стадией Литоринового моря, во время которой начались значительные поступления вод Северного моря через Датские проливы, во многом определившие дальнейшее развитие моря в целом и условия седиментации в частности. Современный этап развития Балтики характеризуется значительным влиянием на условия осадконакопления двухслойной гидрологической структуры моря, обусловленной взаимодействием двух основных факторов — большого речного стока и поступления соленых вод через Датские проливы (Гуделис и Емельянов, 1976; Kabel et al., 2012; Mohrholz et al., 2015; Mohrholz, 2018). Наличие пикноклина, разделяющего поверхностный и глубинный слои, затрудняет или делает невозможным процесс вертикального перемешивания. Это приводит к тому, что гидрохимические условия изолированного придонного слоя находятся под влиянием спорадических затоков соленых, обогащенных кислородом вод Северного моря. Из-за сложной топографии дна Балтийского моря проникновение вод затоков ограничено, а эффект их воздействия всегда уменьшается с удалением от Датских проливов за счет перемешивания с водами Балтийского моря (Matthäus, 2006).

Общий механизм формирования затоков и дальнейшего распространения и трансформации соленой воды относительно хорошо изучен и описан (например, Zhurbas and Paika, 1999; Matthäus, 2006; Meier et al., 2006; Mohrholz et al., 2015;

Mohrholz, 2018; Lehmann et al., 2022). Затоки делятся на бароклинные и баротропные типы. Бароклинные затоки обусловлены градиентом солености между Балтикой и Северным морем. Баротропные вызваны различиями в уровне моря между проливом Каттегат и западной Балтикой, вызванными ветровым напряжением и разницей давления. Чтобы в значительной степени повлиять на условия глубоководных районов в центральной Балтике, заток должен переносить большие объемы (100–250 км³) воды с высоким содержанием соли (17–25 ‰) в западную Балтику (Lass and Mohrholz, 2003; Lass and Matthäus, 2008). Эти воды глубоко проникают в море, заполняя по цепочке каждый глубоководный бассейн. Для описания данного процесса был введен термин «Большой Балтийский Заток» (major Baltic inflow, MBI) (Dickson, 1973; Matthäus, 2006). При Больших затоках основная ветвь плотной и соленой воды Северного моря попадает из Арконского бассейна в Борнхольмский через пролив Хамрарне (Борнхольмгатт). Далее воды затоков распространяются по Слупскому желобу и, минуя его, основной поток направляется в Готландский бассейн, а небольшое ответвление попадает в Гданьский бассейн (Matthäus, 2006; Kabel et al., 2012; Mohrholz et al., 2015; Vinczewska et al., 2017; Hausler et al., 2017). За столетнюю историю наблюдений события затоков имели место от 1 до 5–7 раз в десять лет (Mohrholz et al., 2015) и сопровождалась изменениями гидрохимических условий в придонных горизонтах. Отмеченное уменьшение повторяемости больших затоков, начавшееся в 1980х годах и сопровождающееся антропогенной эвтрофикацией и изменением климата, способствовало расширению зон дефицита кислорода в придонном слое воды (Conley et al., 2002; 2009; Reissmann et al., 2009a; Kabel et al., 2012; Jilbert and Slomp, 2013; Carstensen et al., 2014). Однако, согласно данным реанализа (Mohrholz, 2018), упомянутое снижение количества затоков является скорее колебанием с периодом от 20 до 30 лет.

Режим водообмена между Балтийским и Северным морями, а также климат Балтийского региона сильно зависят от изменения атмосферной циркуляции над Атлантическим регионом (Hänninen et al., 2000; Dippner and Voss, 2004; Harff et al., 2011; Kabel et al., 2012; Schimanke et al., 2012). Арктическое колебание

является доминирующим внесезонным изменением стратосферного давления в северном полушарии. Североатлантический сектор арктического колебания на уровне моря представлен широко известным североатлантическим колебанием (САК), которое представляет разницу атмосферного давления на уровне моря между Понта-Делгада (Азорские острова) и Рейкьявиком (Исландия). Смена фазы САК описывается десятилетним и годовым режимами (Hurrell, 1995; Seip et al., 2019). Совместно с Североатлантической осцилляцией изменения САК характеризуют различные аспекты термохалинного движения вод в Атлантическом океане (Seip et al., 2019). Положительная «морская» фаза САК обуславливает преобладание западных ветров, направляющих соленую воду в Балтийское море, а также более мягкие зимы в Балтийском регионе (Hurrell, 1995; Alheit and Hagen, 1997; Visbeck et al., 2001). Напротив, «континентальный» режим САК приводит к блокировке западного переноса и, следовательно, к уменьшению повторяемости западных ветров и последующему снижению солености, а также суровым зимам в регионе. По данным реконструкций на больших временных отрезках прослеживается положительная корреляция между соленостью придонных вод и индексом САК (например, Harff et al., 2011; Vinczewska et al., 2018; Andrén et al., 2020). В исследованиях, основанных на результатах статистического анализа и моделирования гидрометеорологических данных (Zorita and Laine, 2000; Meier and Kauker, 2003; Meier, 2005; Meier, 2007) единое мнение относительно влияния САК на придонный водообмен, отсутствует. Согласно данным взаимного распределения относительной интенсивности затоков, измеренной на гидрологическом посту на Дарском пороге (Darss Sill) (Mohrholz et al., 2018) и показателя индекса САК (Hänninen et al., 2000) в целом наблюдается положительная корреляция данных параметров (Рисунок 1.3), однако присутствуют периоды противоречия.

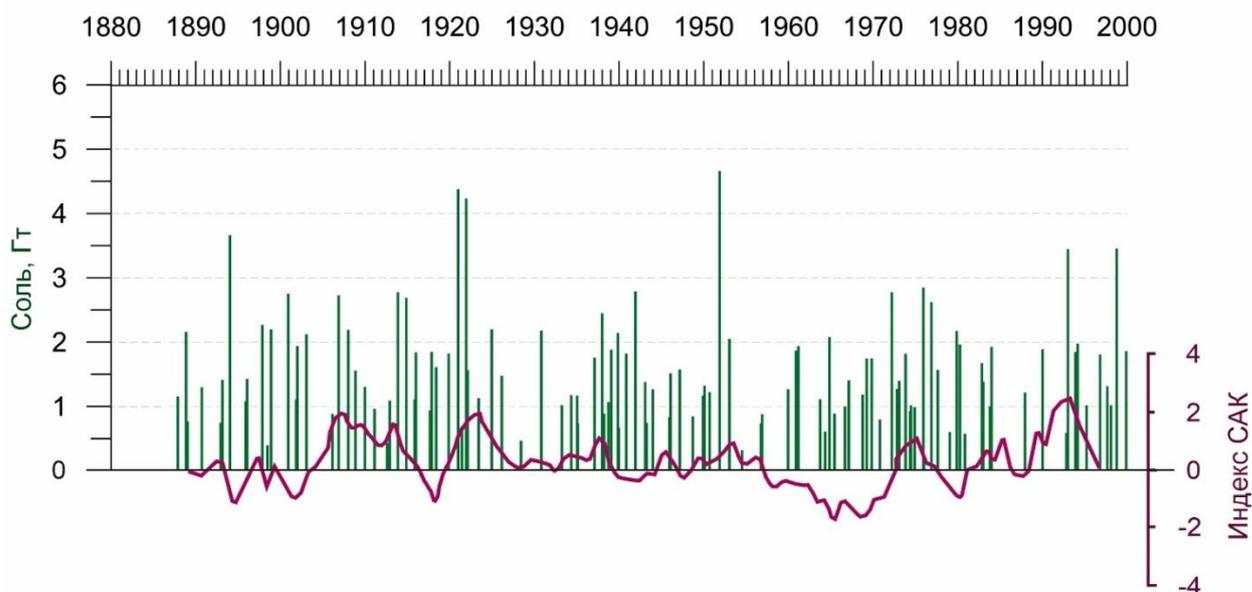


Рисунок 1.3. Распределение относительной интенсивности затоков, выраженной в массе соли, привнесенной водами затоков (Mohrholz et al., 2018), и показателя индекса САК (5-летнее осреднение) с 1880 по 2000 годы (Hänninen et al., 2000).

Ограниченный водообмен с Северным морем в сочетании с обильным поступлением пресных вод с большой площади водосбора обуславливает пониженную соленость вод моря, сильный латеральный градиент солености и устойчивую стратификацию. В гидрологической структуре водной толщи можно выделить два слоя: воды поверхностного слоя со средней соленостью 6–8 пс, поступающие в Северное море, и более соленые (10–14 пс) воды глубинного слоя, поступающие в Балтийское море как компенсационное течение, распространяющиеся в соответствии с батиметрией. В результате локальный придонный гидродинамический режим изменчив с точки зрения направления и интенсивности потока (Leppäranta and Myrberg, 2009; Reissmann et al., 2009a).

В Арконском бассейне в зависимости от частоты затоков галоклин расположен на глубине от 20 до 35 м (Lass and Mohrholz, 2003). Хорошо перемешанный солоноватый поверхностный слой имеет соленость около 8 пс. Он перекрывает придонный слой повышенной плотности, занимающий центральную часть бассейна и отличающийся высокой соленостью — 15–20 пс (Kouts and Omstedt, 1993; Lass and Mohrholz, 2003). В Борнхольмском бассейне

постоянный галоклин, расположенный на глубине от 50 до 70 м, отделяет поверхностные воды с соленостью 7.5–8.5 псв от более соленых (14–18 псв) придонных вод (Sohlenius et al., 2001; Stigebrandt and Kalén, 2013). Устойчивость галоклина зависит от поступления придонных вод из Арконского бассейна. Насыщение кислородом вод наиболее глубоких районов бассейна контролируется в основном латеральным поступлением кислорода с затоками, поскольку вертикальное проникновение кислорода ограничено ввиду большой глубины бассейна и устойчивого галоклина. Кислородный режим в придонном слое зависит от того, достаточно ли высока плотность вод залива, чтобы обновить придонную воду. Воды пониженной солености распространяются как внутриконтинентальные интрузии на глубине эквивалентной плотности (Kouts and Omstedt, 1993).

В Восточном Готландском бассейне галоклин залегает на глубине 60–80 м. Соленость верхнего слоя изменяется от 6,5 до 8 псв, ниже галоклина соленость увеличивается с глубиной от 9–12 псв на 100 м до 11–13 псв на 200 м. В глубоководном Восточном Готландском бассейне устойчивая стратификация водной толщи обуславливает дефицит кислорода в водной толще, залегающей ниже галоклина (Leppäranta and Myrberg, 2009; Reissmann et al., 2009a). Согласно (Hille et al., 2006), в Готландском бассейне глубже 150 м распространены бескислородные условия. Воды заливов, поступающие из Слупского желоба, являются основным источником кислорода для глубинных вод (Mohrholz et al., 2015; Mohrholz, 2018).

Водная толща Гданьского бассейна — двухслойная: состоит из поверхностного (деятельного) слоя и глубинного слоя. Такая структура сформирована в результате большого объема речного стока и проникновения вод заливов, что обуславливает сильный вертикальный градиент солености (Matthäus, 2006; Mohrholz et al., 2015). Граница между поверхностным и глубинным слоями в Гданьской впадине расположена на глубине 70—75 м. Соленость вод изменяется от 6–9 псв в поверхностном слое до 10,4 до 14,4 псв у дна (Емельянов,

2002; Лисицын, 2017). Ограниченный водообмен между Гданьским бассейном и остальной частью Балтийского моря, а также поступление большого количества органического вещества в донные осадки приводит к частому формированию бескислородных условий и последующему сероводородному заражению придонного слоя воды (Kuliński and Pempkowiak, 2012).

Современное состояние исследований

Изучение геоморфологии и систематический отбор осадков Балтийского моря начались еще в конце XIX столетия, однако данные работы преследовали практические цели обеспечения судоходства, рыбного промысла и защиты берегов (Григялис, 1991). Более поздние подробные обширные описания геологии и геоморфологии Балтийского моря и его отдельных бассейнов опубликованы во многих работах (например, Гудялис и Емельянов, 1976; Лисицын и Емельянов, 1981; Voipio, 1981; Григялис, 1991; Winterhalter, 1992; Harff et al., 2011; Rosentau et al., 2017). Исследования истории развития Балтийского моря и эволюции осадконакопления в голоцене также довольно многочисленны (например, Давыдова и др., 1970; Гудялис, 1985; Григялис, 1991; Блажчишин 1998; Andren et al., 2000; Andren et al., 2011). История затоков и динамика среды современного Балтийского моря, обусловленная затоками североморских вод, а также распространение и трансформация вод затоков широко изучены в течение последних двух десятилетий (например, Соскин, 1963; Захарчук и др., 2015; Dickson, 1973; Meier et al., 2004, 2006, Feistel et al., 2008, Matthäus et al., 2006, Zhurbas and Paaka, 1999). Большинство исследований (например, Conley et al. 2002, 2009; Feistel et al. 2008; Jilbert & Slomp 2013; Carstensen et al. 2014) сообщают о снижении повторяемости затоков, наблюдаемом с 80-х годов, что способствует расширению зон гипоксии в придонном слое воды. Однако согласно реанализу данных (Mohrholz 2018) наблюдаемое сокращение затоков является скорее изменчивостью с периодом 25–30 лет. Первоначальные исследования механизма образования затоков (Dickson, 1973) полагали начальным условием формирование положительной аномалии солености в проливе Каттегат. В последующих

публикациях (например, Alheit & Hagen, 1997; Hänninen et al., 2000; Dippner, 2004; Schimanke et al. 2018; Seip et al. 2019) было показано влияние на водообмен между Балтийским и Северным морями, а также на климат Балтийского региона метеорологических параметров, связанных с изменением САК. Так сильные западные ветры во время положительной фазы САК способствуют затокам и, следовательно, повышению солености. Однако, по результатам статистического анализа и моделирования гидрологических и метеорологических данных (Zorita and Laine, 2000; Meier and Kauker, 2003) следует, что при положительной фазе САК соленость придонных вод должна снижаться за счет увеличения поверхностного пресного стока в результате более обильных осадков, а также интенсивного вертикального перемешивания. Согласно данным палеогеографических реконструкций (например, Harff et al., 2011; Vinczewska et al., 2018; Andrén et al., 2020) в целом хорошо видна положительная корреляция между колебанием САК и вариациями солености и затоков. Одной из причин такого противоречия может быть разница во временном масштабе изучаемых наборов данных (Harff et al., 2011). Следовательно, изучение длинных рядов непрерывных данных необходимо для понимания как процесса формирования и современной динамики затоков, так и для оценки их влияния на формирование среды осадконакопления в контексте динамики атмосферной циркуляции и климатических изменений. Отложения Балтийского моря представляют архив данных высокого разрешения о долгосрочных изменениях климата и состояния окружающей среды (Winterhalter, 1992; Harff et al., 2011; Jensen et al., 2017). Комплексное изучение колонок донных отложений необходимо для оценки настоящего и прогнозирования будущих изменений среды Балтийского моря, а также для оценки антропогенного влияния на данные изменения.

Основными параметрами, изменчивость которых реконструируют в исследованиях, посвященных изучению палеогеографии Балтийского моря во время литориновой стадии являются: температура воды (например, Kabel et al., 2012), содержание кислорода в придонном слое воды (например, Kabel et al., 2012; Carstensen et al., 2014; Häusler et al., 2017). История осадконакопления в

Борнхольмской впадине была реконструирована Andren et al. (2000), в качестве индикатора изменения солености вод были использованы данные геохимического анализа, а также в работе был продемонстрирован потенциал изучения диатомовых водорослей для регистрации периодов осолонения. В работе Sohlenius et al. (2001) на основе данных диатомового анализа был предложен возраст установления сообщения Балтийского и Северного морей через Датские проливы и перехода к Литориновой стадии в 9.0–7.0 тыс. кал. л. н. В работе Witkowski (1994), посвященной эволюции поверхностной солености в районе Гданьского залива, был указан интервал от 7.0 до 3.7 тыс. кал. л. н. как период максимального осолонения по данным диатомового анализа, однако, Emeis et al. (2003), исследовав диатомовые отложения осадков в бассейне Готланд, отметил резкое снижение солености в период 7.3–6.2 тыс. кал. л. н., последовавшее за появлением немного более солоноватой / морской диатомовой фауны в период 8.5–7.3 тыс. кал. л. н. В результате недавней реконструкции солености поверхностных вод, основанной на данных соотношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в оболочках моллюсков, а также на изучении диноцист, Ning et al. (2017) сообщают о снижении солености в прибрежных районах центральной Балтики 3.9–3.5 тыс. кал. л. н. Исследования эволюции придонных вод, сосредоточенные на изучении геохимии, также зафиксировали изменения характеристик придонного водного слоя Балтийского моря в голоцене, связанные, в первую очередь, с окислительно-восстановительными условиями, а не с соленостью (например, Jilbert and Slomp 2013; Hausler et al., 2017). Образование прослоек карбоната марганца в донных отложениях в результате так называемых Больших Затоков было обнаружено и исследовано (Neumann et al., 1996; 2020; Häusler et al., 2017).

Исследования фораминифер Балтийского моря основаны преимущественно на изучении поверхностного слоя донных осадков и сосредоточены на экологии и современном распределении сообществ (Hermelin, 1987; Frenzel et al., 2005; Polovodova and Schonfeld, 2008; Murray and Alve, 2011). В данных работах показано, что нормальные морские условия в Северном море и в проливах

Скагеррак и Каттегат характеризуются разнообразной фауной по сравнению с обедненными комплексами солоноватой среды Балтийского моря. Данные о распределении бентосных фораминифер в поверхностном слое донных осадков в российском секторе юго-восточной части Балтийского моря представлены немногочисленными работами, насколько известно, только Саидова (1981, 1982) и Лукашина (1995) изучали этот вопрос.

Обзор исследований седиментационных колонок показал почти полное отсутствие данных реконструкций обстановок голоцена в Гданьском бассейне, основанных на данных фораминиферового анализа. Небольшое количество исследований в данной области объясняется также проблемой растворения карбонатных микрофоссилий в мелководных районах Балтийского моря. Кроме того, в сообществе бентосных фораминифер солоноватоводных водоемов преобладают мелкие раковины (менее 100 мкм), которые ранее исключались из исследований ввиду трудоемкости анализа и больших затрат времени на работу (Schönfeld et al., 2012). Хотя исследования особенностей карбонатного осадконакопления в Балтийском море (Wefer and Lutze, 1978) доказали, что содержание бентосных фораминифер в разрезах седиментационных колонок является надежным показателем первоначальной популяции с точки зрения видового состава и позволяет провести реалистичную оценку палеоэкологии. Lutze (1965) изучал историю затоков в начале 1960-х годов, и его исследование продемонстрировало пригодность бентосных фораминифер для палеореконструкции солености придонного слоя воды в Балтийское море.

Большая часть палеоокеанологических данных представлена исследованиями пыльцы и диатомовых водорослей, которые отражают изменения только в поверхностном слое. Только в исследовании Brodniewicz (1965) палеоокеанологические условия в Гданьском бассейне реконструированы на основе изучения фораминифер, однако это исследование, а также реконструкции Саидовой (1981) и Лукашиной (2002) характеризуются относительно низким разрешением для позднего голоцена.

В недавнем времени интерес к исследованию истории затоков в голоцене возрос, что привело к появлению новых данных микропалеонтологического и геохимического анализов хорошо датированных колонок, отобранных, в основном, за пределами исключительной экономической зоны (ИЭЗ) России (например, Kotilainen et al., 2014; Häusler et al., 2017; Jensen et al., 2017; Vinczewska et al., 2018). Появление таких работ предоставляет возможность корреляции и валидации результатов микропалеонтологического исследования колонок.

Краткие выводы

Обобщая историю развития бассейна, можно сделать вывод, что, хотя ледниковые эрозионные процессы способствовали формированию и углублению впадины Балтийского моря, она сформировалась преимущественно как тектоническая депрессия до оледенения. Веским свидетельством тектонической природы Балтийской впадины является совпадение очертаний Кембрийского морского бассейна и современного Балтийского моря.

Эволюция среды осадконакопления современного Балтийского моря, как полузамкнутого солоноватого водоема, началась сменой стадии Анцилового озера стадией Литоринового моря, во время которой имели место значительные поступления вод Северного моря через Датские проливы, во многом определившие дальнейшее развитие моря в целом и условия седиментации в частности. Современный этап развития Балтики характеризуется значительным влиянием на условия осадконакопления двухслойной гидрологической структуры моря, обусловленной взаимодействием двух основных факторов — большого речного стока и поступления соленых вод через Датские проливы. Уменьшение повторяемости больших затоков североморской воды повлияло на расширение зон дефицита кислорода в придонном слое воды. Данное негативное явление усиливается из-за высокой антропогенной нагрузки, а также внутриконтинентального положения моря, что существенно замедляет природные процессы самоочищения и повышает уровень эвтрофикации.

Несмотря на решающее влияние водообмена с Северным морем на формирование осадков и природную среду Балтийского моря вопрос распространения заток в геологическом прошлом исследован не полностью. Изменения придонной солености в Балтийском море в голоцене по данным изучения фораминифер в осадочных колонках представлено в очень ограниченном количестве палеогеографических работ. В российском секторе юго-восточной части Балтийского моря данные о распределении бентосных фораминифер в поверхностном слое донных осадков и осадочных разрезах опубликованы в единичных работах. Таким образом, новые данные реконструкции условий осадконакопления в различных бассейнах Балтийского моря в позднем голоцене представляют большой интерес.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование основано на изучении донных осадков, полученных тремя различными пробоотборниками: поверхностные (современные) осадки отобраны с помощью дночерпателя Океан-50 в Гданьском и Борнхольмском бассейнах Балтийского моря в 2016 году; короткие осадочные разрезы отобраны малой (90 см) герметичной гравитационной трубкой (МГГТ) конструкции аналогичной Ниемисте в Гданьском, Готландском, Борнхольмском и Арконском бассейнах в 2018 году; длинный осадочный разрез отобран гравитационной трубкой (ГТ) в Готландском бассейне в 2018 году (Рисунок 2.1). Такое расположение станций отбора позволяет изучить пространственную неоднородность влияния затоков, а также воздействия изменения климата на осадконакопление Балтийского моря в геологическом прошлом.

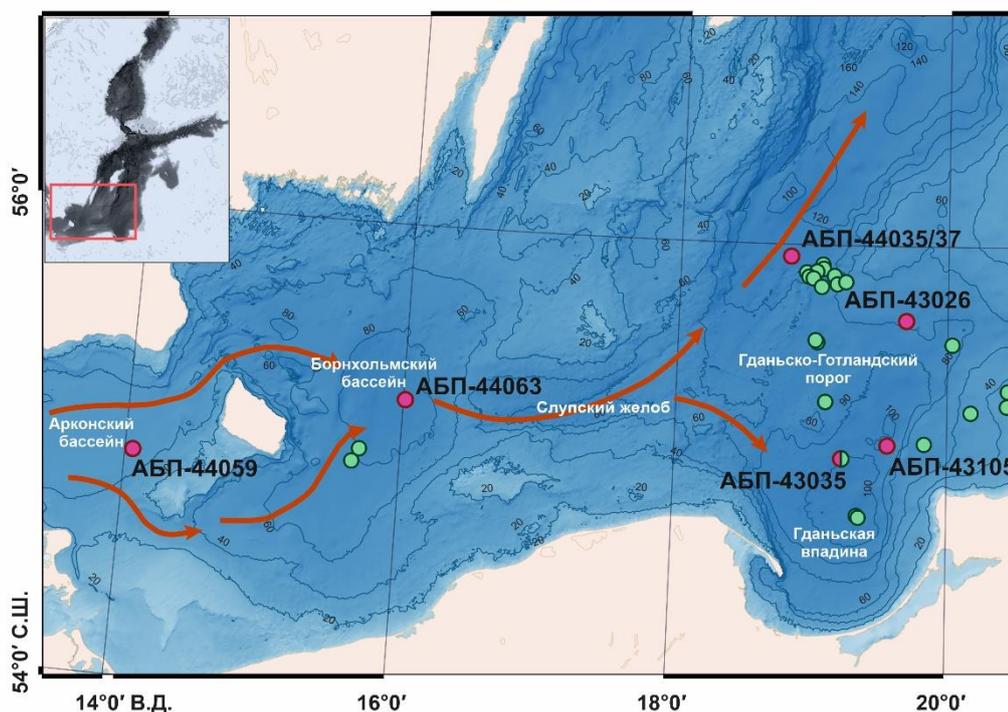


Рисунок 2.1. Карта-схема района исследования и расположения точек отбора осадков (зеленые — поверхностные осадки, красные — осадочные колонки). Направление затоков вод Северного моря представлено на основе Matthäus (2006) и Mohrholz et al. (2015). Батиметрия построена по базе данных Балтийского моря v 0.9.3 (Baltic Sea Hydrographic Commission, 2013).

Поверхностные осадки

Материал отобран в 131-м рейсе НИС «Профессор Штокман» (март–апрель 2016 года, ПШ-131) и 33-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (декабрь 2016 года, АНС-33) с помощью дночерпателя “Океан-50”. Весной 2016 года пробы донных осадков отобраны на 19 станциях в Гданьском бассейне и на юго-западном склоне Готландской впадины в исключительной экономической зоне (ИЭЗ) России. В зимний период станции пробоотбора располагались вдоль западной границы ИЭЗ России в юго-восточной Балтике (5 станций), а также в Борнхольмском бассейне (2 станции) (Рисунок 2.1, 3.1, Приложение, Таблица П1). Станции в Борнхольмском бассейне использованы в качестве фоновых — для сравнительного анализа изменения сообществ бентосных фораминифер в зависимости от удаления от источника залива. Материалом для последующих анализов послужил верхний слой осадка — 0–1 см, который был отобран в пластиковый пакет zip-lock. В Гданьском бассейне станции были выполнены на плато Рыбачий на глубинах 25–42 м, на склонах и в центре Гданьской впадины — на глубинах от 42 до 106 м. Глубина моря на станциях, расположенных на Гданьско-Готландском пороге, составила 72–85 м. Глубина моря на станциях, выполненных на склоне Готландской впадины, достигала 85–109 м. Средняя глубина моря на станциях, расположенных в Борнхольмской впадине, составляет 89 м (Приложение, Таблица П1).

Короткие осадочные разрезы

Короткие колонки осадков отобраны в 43-м (июль–август 2018) и 44-м (октябрь 2018) рейсах НИС «Академик Борис Петров» на 6 станциях в Арконском, Борнхольмском, Гданьском и Готландском бассейнах (Рисунок 2.1, 5.1, Приложение, Таблица П3). Материал колонок получен с помощью МГГТ, применение которой позволяет получить секцию с ненарушенным верхним слоем донных осадков, что является необходимым условием при изучении современных изменений экосистем (Schönfeld et al., 2012). Осадок с вышележащим слоем

придонной воды поступает в прозрачный твердый пластиковый вкладыш диаметром 6 см.

Глубины моря на станциях отбора в Арконском и Борнхольмском бассейнах составляли 45 м (АБП-44059) и 89 м (АБП-44063) соответственно. В Гданьском бассейне колонки были отобраны на Гданьско-Готландском пороге на глубине 78 м (АБП-43026), в Гданьской впадине — на глубинах 104 м (АБП-43035) и 105 м (АБП-43105), в Готландском бассейне — на глубине 117 м (АБП-44037). Мощность полученных осадочных разрезов составляет: 48 см (АБП-44059 и АБП-44063), 55 см (АБП-43026), 41 см (АБП-43035), 49 (АБП-43105) и 35 см (АБП-44037).

На борту судна было выполнено фотографирование и литологическое описание донных отложений, находящихся внутри прозрачной пластиковой трубки: определение цвета осадка по международной цветовой шкале Munsell Soil Color (Munsell Color, 2010), текстуры осадков и наличия включений. После описания колонки были непрерывно разобраны на образцы мощностью 1 см. Верхние 5 проб были отобраны в пластиковые герметичные стаканы и зафиксированы 80% спиртовым раствором бенгальского розового для окрашивания живых особей фораминифер. В соответствии с протоколом FOBIMO (Schönfeld et al., 2012) пробы хранили не менее 14 дней перед анализом для развития достоверной окраски. Нижележащие по разрезу пробы были помещены в пластиковые пакеты zip-lock и заморожены для предотвращения трансформации органического вещества, а также растворения карбонатных раковин фораминифер.

Длинный садочный разрез

Колонка донных отложений АБП-44035 отобрана в Восточном Готландском бассейне в 44-м рейсе НИС «Академик Борис Петров» (октябрь 2018 г.) с помощью ГТ. Глубина воды в месте отбора — 117 м, длина колонки — 396 см, диаметр — 11 см (Рисунок 2.1, 4.1, Приложение, Таблица ПЗ). Верхняя часть

осадка была утеряна во время поднятия колонки. Для перекрытия утраченного материала на той же станции с помощью МГГТ была отобрана короткая колонка АВР-44037 (длиной 35 см). На борту судна длинный осадочный разрез (АВР-44035) был разрезан на секции длиной 1 м и разделен на две половины (архивную и рабочую) для литологического описания, включающего определение цвета с использованием шкалы Munsell Soil Color (Munsell Color, 2010), текстуры, влажности, плотности, гранулометрического состава и типа осадка. Рабочие половины непрерывно разобрали на пробы мощностью 1 см и упаковали в пакеты zip-lock. Архивные части упаковали в пластиковые желоба. Пробы рабочей части и архивные половины хранили при температуре 4°C.

Распределение материала

Многоплановые задачи исследования, а также особенности средств отбора осадков обусловили различия обработки материала. Микропалеонтологический анализ поверхностных проб проведен в сухой фракции более 63 мкм, в отличие от материала колонок, который анализировали во влажном виде. Данное различие обусловлено сильным растворением карбонатных раковин в донных отложениях разрезов в процессе диагенеза осадков, к тому же, при просмотре проб во влажном состоянии возможно учесть раковины любой степени растворения, включая внутренние оболочки полностью растворившихся раковин.

Пробы осадков коротких колонок были распределены следующим образом: верхние 5 см использованы только для микропалеонтологического анализа, так как обработка бенгальским розовым сделала их непригодными для других видов анализов; остальные пробы распределены через сантиметр: четные — микропалеонтологический анализ, нечетные — гранулометрический и рентгенофлуоресцентный анализы и определение потерь при прокаливании (Рисунок 2.2). Такое распределение материала обусловлено низкими концентрациями раковин в осадках Балтийского моря, поэтому для микропалеонтологического исследования необходим весь объем пробы.

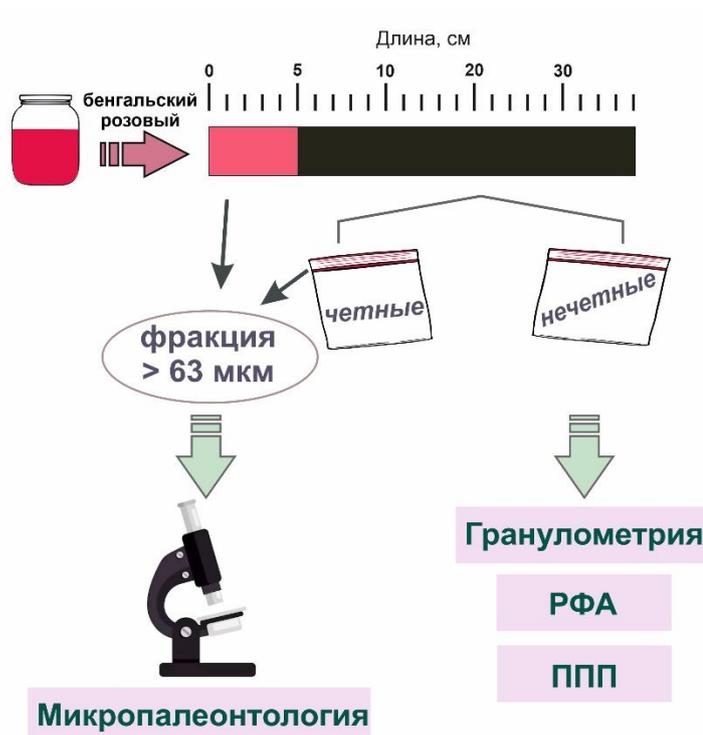


Рисунок 2.2. Схема распределения материала коротких колонок при выполнении анализов

Геохимические анализы

Определение потерь при прокаливании

В донных отложениях Балтийского моря значения потерь при прокаливании (ППП) обеспечивают оценку содержания органического вещества (Leire et al., 2011). Для определения величины ППП 1 г осадка помещали в фарфоровый тигель и прокаливали в муфельной печи при 550 °С в течение 3 часов, далее пробу повторно взвешивали, после чего продолжали сжигание в течение примерно 2 часов до достижения постоянного веса. Затем рассчитывали потерю веса от первоначального значения в процентах. Для контроля повторяемости результата в серии из 30 образцов в 2 пробах определение ППП проводили дважды.

Во всех седиментационных колонках определение ППП проведено непрерывно с шагом 2 см, за исключением верхних 5 см коротких колонок, зафиксированных бенгальским розовым, что определило непригодность данного материала для геохимических анализов.

Определение содержания органического углерода

Определение относительного содержания общего органического углерода (Сорг) в осадках выполнено кулонометрическим методом на анализаторе углерода АН-7529М. Образцы поверхностных осадков, отобранные на склоне Готландской впадины и плато Рыбачий, исключены из анализа, так как на данных станциях отобраны грубообломочные и песчаные отложения, обедненные органическим материалом пригодным для анализа.

В осадочных колонках, отобранных в Готландской впадине, содержание Сорг было дополнительно измерено для сравнения полученных данных с общей тенденцией распределения ППП. Определение выполнено с разрешением от 2 до 5 см.

Рентгенофлуоресцентный анализ

Рентгенофлуоресцентный спектрометр (анализатор Vanta-C OLYMPUS) применен для определения концентраций химических элементов (Mn, Ti, Fe, Si, Al, Zr, Rb, Pb) в осадках. Измерения проведены в режиме “GeoChem2” с шагом 1 см. Время одного измерения составляло 180 секунд. Влажные осадки, отобранные МГГТ, были помещены в пластиковые тигли; в осадках БГТ измерения проводили вдоль архивных секций колонок. Для предотвращения загрязнения анализатора, а также высыхания материала поверхность осадков накрывали пленкой толщиной 5 мкм. Для пересчета концентрации элементов на сухой вес осадка влажность осадка определяли по соотношению пиков Рэля и Комптона по модифицированному методу (Boyle et al., 2015; Laskina et al., 2024). Концентрации элементов и их соотношения использованы в качестве индикаторов изменения параметров среды (Таблица 2.1). Для некоторых соотношений был рассчитан логарифм значений, чтобы сгладить единичные резкие колебания и яснее видеть общий тренд изменения параметра.

Таблица 2.1. Концентрации элементов и их соотношения, использованные в качестве индикаторов изменения параметров среды.

Элемент или соотношение	Интерпретация
Mn, Mn/Fe, Mn/Ti	<p>Mn является высоко чувствительным показателем изменения окислительно-восстановительных условий, а также может служить индикатором диагенетических процессов. Mn мобилизуется в бескислородных условиях, диффундирует по градиенту концентрации и заново осажается на новой кислородной/бескислородной границе (Thomson et al., 1993; Huckriede and Meischner, 1996; Marsh et al., 2007). Таким образом, пики Mn/Fe указывают на мобилизацию марганца в условиях бескислородного диагенеза. Напротив, стабильное соотношение Mn/Fe отражает кислородные условия и отсутствие фракционирования элементов (Marsh et al., 2007). Кроме того, нормализация Mn по отношению к Ti (соотношение Mn/Ti) позволяет компенсировать изменения концентрации Mn, вызванные терригенным поступлением (Sohlenius et al., 2001). Высокое отношение Mn/Ti документирует обогащение Mn в результате диагенетического перемещения.</p>
Si/Ti	<p>Индикатор содержания биогенного кремния, отражающий изменение поверхностной палеопродуктивности, в основном, связанное с обилием диатомовых водорослей (Brown et al., 2007; Marsh et al., 2007; Agnihotri et al., 2008; Kylander et al., 2011). Так как распределение валового Si может отражать не только биогенную составляющую, необходимо нормализовать его концентрации, разделив их на Ti, содержащийся в терригенном обломочном материале (Cunningham et al., 2013).</p>
Zr/Rb	<p>Соотношение отражает изменение размерности частиц осадков,</p>

	<p>поскольку Rb адсорбируется, в основном, на тонкозернистых глинистых минералах, тогда как Zr содержится в алевритовой и более крупных теригенных фракциях (Rothwell et al., 2006; Wang et al., 2011). Так как более сильные течения переносят более крупнозернистые осадки, более высокое отношение Zr/Rb интерпретировано как показатель повышения интенсивности придонных течений.</p>
--	--

Гранулометрический анализ

Определение гранулометрического состава образцов выполнено на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SALD-2300 (Shimadzu, Япония). Предварительно пробы были обработаны перекисью водорода для удаления органического углерода. Диспергация осадка перед измерением проводилась в два этапа. Сначала к образцам осадков был добавлен гексаметафосфат натрия, и они были оставлены на 24 часа. Затем образцы были обработаны в ультразвуковой ванне в течение 5 минут. Гранулометрический анализ проб с повышенным содержанием песчаной фракции проведен комбинированным способом. Фракции размерностью более 63 мкм рассеивали на ситах с диаметрами ячеек 50, 63, 90, 100, 125, 180, 250, 355, 500, 1000, 1400, 2000, 2800 и 4000 мкм. Гранулометрический состав оставшейся отмытой фракции менее 63 мкм определяли на лазерном анализаторе SALD-2300. Результаты анализов объединяли с учетом измеренной влажности. Для проб с высоким содержанием песчаного и гравийного материала при определении гранулометрического состава применён только ситовой рассев. Гранулометрический анализ в коротких седиментационных колонках проведен с разрешением в 2 см, за исключением верхних 5 см (зафиксированных бенгальским розовым).

Статистическая обработка выполнена в программе Gradistat (Blott and Pye, 2001). Тип осадка был определен в соответствии с классификацией Фолка (Folk, 1954). Содержание в осадке сортируемого «силта» (sortable silt, осадок размерностью 10–63 мкм, CC) и его средний размер были интерпретированы с

целью получения информации об интенсивности придонных течений в соответствии с (McCave et al., 1995; McCave and Hall, 2006).

Датирование осадков

Абсолютный возраст

Для определения возраста осадка материал колонок был отправлен в Познаньскую радиоуглеродную лабораторию (Познань, Польша), где было проведено радиоуглеродное датирование методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS ^{14}C). В качестве материала был использован валовый осадок, так как карбонатные раковины *Elphidium* spp. были представлены в недостаточном для датирования количестве, а другой карбонатный материал отсутствовал. Радиоуглеродный возраст осадков переведен в календарный с помощью программы Calib 8.2 и калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020). Выбор данной кривой обусловлен повышенным поступлением терригенного осадочного материала ввиду внутриконтинентального положения Балтийского моря, а также мелководностью бассейна (Virtasalo et al., 2011; 2014). Возрастная модель была построена в программном обеспечении CLAM версии 4.0.4 (Vlaauw, 2010) с использованием линейной интерполяции. Калиброванный возраст представлен как медианное значение в пределах распределения значений — кал. л. н. (календарных лет до настоящего времени, нулевой год — 1950 г).

Относительный возраст (Pb)

Возраст осадков, полученный в результате радиоуглеродного датирования валового осадка, содержит ошибки, обусловленные многими факторами, например, «загрязнением» переотложенным более древним материалом (Zillén et al., 2012; Loughheed et al., 2013; 2017). Ошибка датировок (завышенные значения), обусловленная переотложением, увеличивается вверх по разрезу (т.е. чем моложе осадок, тем может оказаться больше ошибка) (Häusler et al., 2017). Поэтому при датировании валового осадка Балтийского моря, особенно верхних слоев осадочной толщи (до 1 метра глубины), все более широко применяют

альтернативные методы (Lougheed et al. 2012, 2017; Zillen et al., 2012; Virtasalo et al. 2014; Häusler et al., 2017). Одним из наиболее распространённых методов определения относительного возраста является датирование осадков на основе изменения концентраций свинца вдоль разрезов (Lougheed et al., 2012; 2017; Zillen et al., 2012; Virtasalo et al., 2014).

Метод основан на сопоставлении пиков в распределении концентраций свинца вдоль осадочного разреза с известными историческими событиями, повлиявшими на повышенное накопление свинца в осадках (Рисунок 2.3). Высоким концентрациям свинца в осадках Балтийского моря, обусловленным антропогенным загрязнением, присвоен абсолютный календарный возраст: 1 год н.э. (1950 кал.л. н., Римский пик), 1200 год н.э. (750 кал. л. н., Средневековый пик) и 1970-е годы (–20 кал. л. н., современное загрязнение) (Renberg et al., 1994; 2000; 2001; 2002). Данные горизонты формируют точные изохроны, которые могут применяться для датирования и синхронизации отложений позднего голоцена по всей Европе (Renberg et al., 1994; 2000; 2001; Zillen et al., 2012).

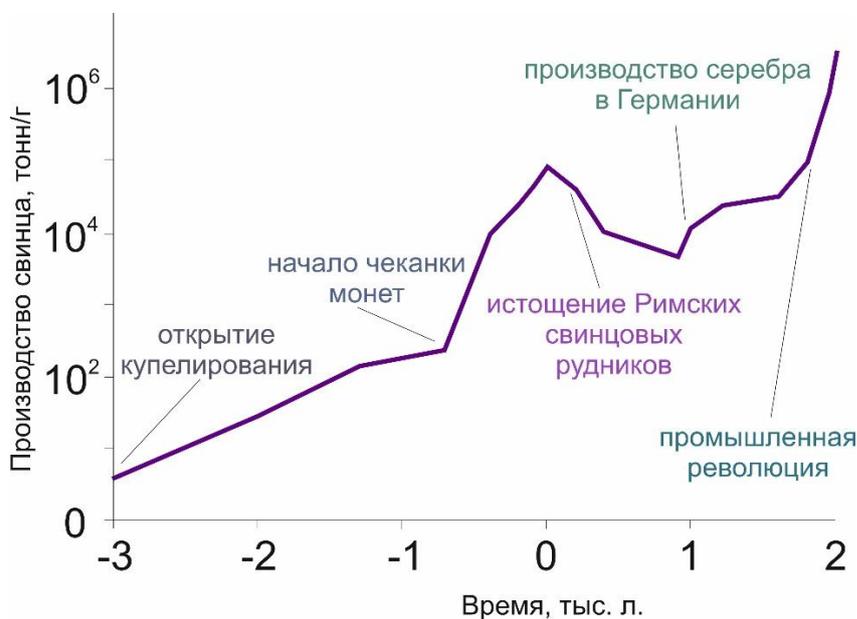


Рисунок 2.3. Объемы производства свинца с 3000 года до н. э. (Settle and Patterson, 1980; Renberg et al., 1994)

Микропалеонтологический анализ

Поверхностные осадки

Материалом для микропалеонтологического анализа послужил верхний слой 0–1 см. Донные осадки (всего 26 проб) были взвешены во влажном состоянии, отмыты на сите с размером ячейки 63 мкм и высушены в сушильном шкафу. Данный размер ячейки сита позволяет учесть мелкие раковины фораминифер, которые характерны для солоноватоводных водоемов. Концентрацию бентосных фораминифер и видовой состав фауны определяли в сухой песчаной фракции. При микропалеонтологическом анализе было использовано все сообщество фораминифер — как живые, так и мертвые особи.

Большинство особей были идентифицированы под стереомикроскопом до уровня рода из-за крайне малого размера, поломки и сильного растворения карбонатных раковин. Концентрации бентосных фораминифер представлены как количество раковин особей одного рода на грамм сухого осадка (р/г), ввиду чрезмерно малого количества раковин в осадках большинства станций. В связи с изложенным выше, расчет индексов биоразнообразия для исследуемого поверхностного материала не являлся целесообразным. Кроме того, крайне низкая численность раковин в большинстве исследованных образцов не позволяла набрать необходимое для расчета индексов количество особей — от 100 до 300. Расчет богатства родов был единственно возможным подходом к оценке разнообразия сообществ.

Пробы, полученные в 33-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов», были дополнительно проанализированы под биноклем во влажном состоянии. Как описано в работах (Brodiewicz, 1965; Vinczewska et al., 2017), такой метод пробоподготовки позволяет сохранить раковины агглютинированных бентосных фораминифер, которые в Балтийском море составляют большинство популяции.

Осадочные разрезы

Для определения количественного и видового состава бентосных фораминифер выполнен микропалеонтологический анализ в просеянной влажной фракции осадка размерностью >63 мкм в соответствии с описанием Brodnevich (1965) и Vinczewska et al. (2017). Такой метод пробоподготовки позволяет сохранить раковины хрупких агглютинированных фораминифер, которые в Балтийском море доминируют в популяции, а также учесть мелкие особи, которые характерны для солоноватоводных водоемов. Главным преимуществом подсчета раковин во влажном состоянии является возможность учитывать растворившиеся карбонатные фораминиферы по наличию органических останков внутренних оболочек (ВО) раковин (Рисунок П.3). Такой метод подсчета раковин был адаптирован из опубликованных работ (Concheyro et al., 2014; Boonstra et al., 2015). Исследование фораминифер во влажных пробах особенно важно для богатых органикой осадков Балтийского моря, характеризующихся низкими концентрациями раковин и высокой степенью растворения карбонатного материала, при которой полностью неповрежденные пробы встречаются редко, а большая часть карбонатного материала представлена сильно корродированными раковинами, отличающимися отсутствием двух и более камер, или полностью растворенными (ВО). Однако для Балтийского моря вышеописанная методика применялась только в работе Vinczewska et al. (2017). Около 30 граммов влажного осадка отмывали на сите, используя водопроводную пресную воду. Использование дистиллированной воды может вызвать коррозию известковых раковин вплоть до полного растворения (Vinczewska et al., 2017). Данное утверждение было проверено, путем замачивания карбонатных раковин осадков Балтийского моря в дистиллированной воде, что привело к их полному растворению.

В зависимости от степени сохранности раковин все особи были определены до уровня вида или рода в соответствии с (Brodniewicz, 1965; Kaminski and Gradstein, 2005; Polovodova and Schonfeld, 2008). При определении общего

количества карбонатных раковин ВО и раковины бентосных фораминифер были подсчитаны отдельно, а затем объединены. Необходимо отметить, что при подсчете ВО возможно определить только род растворившейся раковины. Полученные концентрации карбонатных бентосных фораминифер были рассчитаны как количество раковин особей одного рода на грамм влажных осадков (р/г). Число особей *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* (Рисунок П.1) использовано в качестве индикатора относительной активности затоков соленых вод. Особи одного рода агглютинированных фораминифер были также объединены при подсчете концентраций из-за частого сильного разрушения камер, что позволяет идентифицировать их только на уровне родов.

Для длинной колонки (АБП-44035) микропалеонтологический анализ выполнен в пробах, отобранных непосредственно из архивной части колонки с шагом 5 см. Для сравнения сохранности карбонатных раковин при различных условиях хранения для длинной колонки (АВР-44035) каждый 10-сантиметровый образец был проанализирован дважды: материал, взятый непосредственно из архивных секций, и материал, хранившийся в пластиковых пакетах zip-lock при температуре 4 °С. Последний метод хранения привел к сильному растворению карбонатного материала.

Материал верхних 5 см каждой короткой колонки непосредственно после отбора был зафиксирован спиртовым раствором Бенгальского розового для идентификации живых особей фораминифер, а также изучения глубины их обитания в осадках. В данном интервале анализ был проведен с шагом в 1 см. В нижележащих осадках микропалеонтологический анализ проведен непрерывно с шагом 2 см. Поскольку короткие осадочные разрезы, ввиду особенностей пробоотборника, разбирают непосредственно после подъема на палубу, материал, хранившийся в zip-lock пакетах, был заморожен для предотвращения растворения карбонатных камер.

Анализ гидрологических и гидрохимических показателей

Непосредственно перед отбором проб поверхностных донных отложений в 131-м рейсе НИС «Профессор Штокман» (март–апрель 2016 года, ПШ-131) и в 33-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (декабрь 2016 года) проводили измерения солености и температуры воды от поверхности до дна мультипараметрическими зондами Sea & Sun Tech CTD 90M и Idronaut Ocean seven 316. Отбор проб воды из придонного слоя выполнен розеткой HYDRO-BIOS Multi Water Sampler MWS 12 Slimline, содержание растворенного кислорода определено титрованием по методу Винклера.

Для изучения современного гидрологического режима юго-восточной части Балтийского моря выполнен статистический анализ массива гидрологических данных (температура, соленость и растворенный кислород) с использованием программного обеспечения STATISTICA 10. Проанализированы данные, полученные в 15-ти рейсах, организованных АО ИО РАН в течение 5 лет: с июля 2014 по июль 2018 годов. Высокое временное разрешение гидрологических наблюдений, а также продолжительный период позволяют описать пространственную изменчивость средних условий в юго-восточной части Балтийского моря. Измерения гидрологических параметров в Гданьском бассейне проводили в стандартных точках отбора проб, расположенных на разрезе вдоль западной границы ИЭЗР в Балтийском море (Рисунок 2.1).

Краткие выводы

В рамках исследования проведены микропалеонтологический, гранулометрический и геохимический анализы седиментационных колонок, а также выполнены абсолютное и относительное датирование осадков. Комплексный подход позволяет получить надежные результаты для реконструкции палеоокеанологических условий, а также дает возможность провести более точную корреляцию исследуемых колонок с опубликованными данными по Балтийскому морю. Кроме того, наличие более широкого спектра

данных позволяет сравнить результаты исследования с колонками, проанализированными только одним из вышеперечисленных методов. Высокое разрешение пробоотбора позволит наиболее подробно проследить изменения условий осадконакопления в позднем голоцене и сравнить результаты с модельными метеорологическими данными, а также с имеющимися опубликованными данными палеокеанологических исследований в Балтийском море. Использование для микропалеонтологического анализа влажной фракции >63 мкм позволяет учесть раковины агглютинированных бентосных фораминифер, мелкие особи и внутренние оболочки раковин, что позволяет достоверно реконструировать условия среды на основе данных о распределении сообществ бентосных фораминифер. Расположение изученных осадочных колонок в четырех бассейнах Балтийского моря позволяет изучить не только временные, но и пространственные вариации условий формирования донных осадков в Балтийском море в течение голоцена.

ГЛАВА 3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР В СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИЗМЕНЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ СРЕДЫ

Палеогеографические реконструкции высокодинамичных систем, таких как Балтийское море, требуют комплексного междисциплинарного подхода, включающего и микропалеонтологические исследования. Микропалеонтологический анализ играет важную роль в реконструкции условий осадконакопления. Однако для надежной интерпретации результатов анализа необходима информация о региональных особенностях распределения сообществ фораминифер и отражении в них палеоокеанологических и палеоклиматических сигналов. Предыдущие исследования показали (например, Саидова, 1981, Hermelin, 1987), что средний размер, концентрация и видовое разнообразие бентосных фораминифер в Балтийском море крайне малы и уменьшаются в северо-восточном направлении. Таким образом, классический подход к реконструкции условий среды на основе микропалеонтологического анализа, основанный на качественном анализе до уровня вида и дальнейшем расчете различных индексов, в Балтийском море не применим, и требует модификации. Одной из вариаций анализа является реконструкция условий среды по данным распределения родовых сообществ фораминифер. Для разработки основы для такого анализа была выполнена корреляция условий осадконакопления и распространения фораминифер по данным анализа 26 проб поверхностных осадков (0–1 см), отобранных в российском секторе юго-восточной части Балтийского моря (Рисунок 3.1). Было изучено обобщенное сообщество (живые и мертвые особи), которое отражает усредненные долговременные условия и является примером ископаемого материала (Schröder-Adams, 2006; Murray and Alve, 2011).

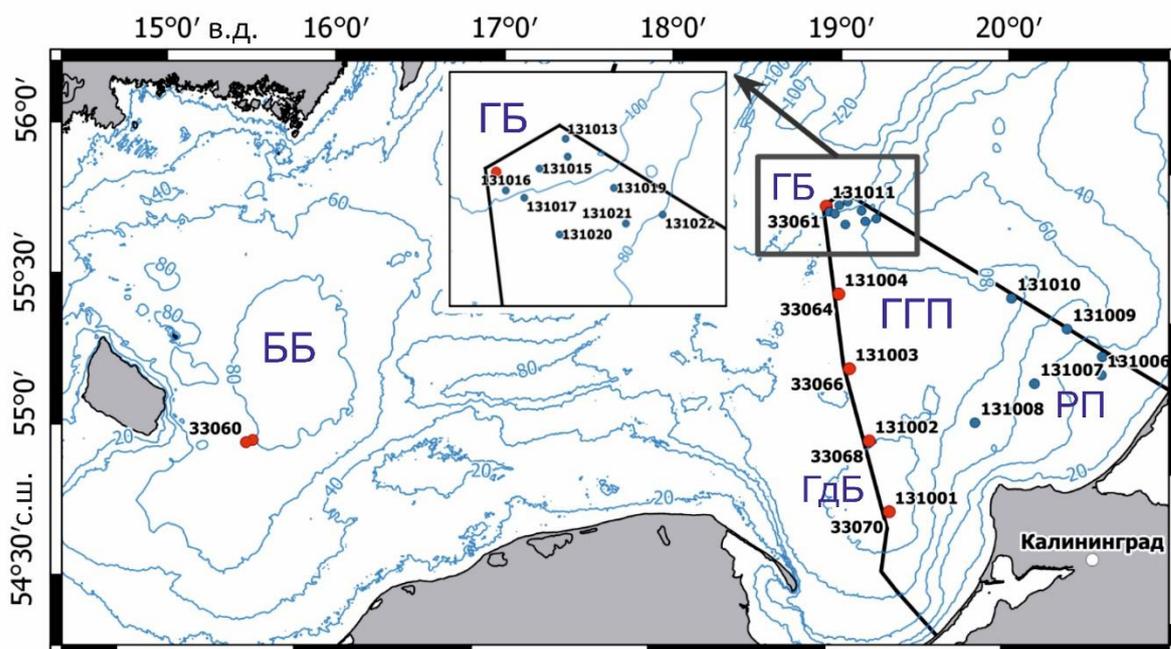


Рисунок 3.1. Карта-схема района исследования. Точками обозначены станции отбора проб: синие — 131 рейс НИС «Профессор Штокман»; красные — 33 рейс НИС «Академик Николай Страхов». Черной линией оконтурен российский сектор юго-восточной части Балтийского моря. Сокращения: ББ — Борнхольмский бассейн; ГБ — Готландский бассейн; ГдБ — Гданьский бассейн; ГГП — Гданьско-Готландский порог; РП — Рыбачий плато.

Характеристика донных осадков

На станциях, расположенных в районе плато Рыбачий, вскрыты осадки, состоящие из разнозернистого песка с включением гравия, гальки и валунного материала (Рисунок 3.2). Средний размер частиц варьирует от 212 до 8041 мкм.

На склоне Гданьской впадины отобраны плохо сортированные алевроглинистые пески со средним диаметром 24 мкм (Рисунок 3.2). Для станций, расположенных в центре Гданьской впадины характерны пелитовые и алевропелитовые илы с запахом сероводорода, средний размер осадка составляет 4–5.5 мкм. Содержание органического углерода в илах Гданьской впадины изменяется от 4 до 5.6 %.

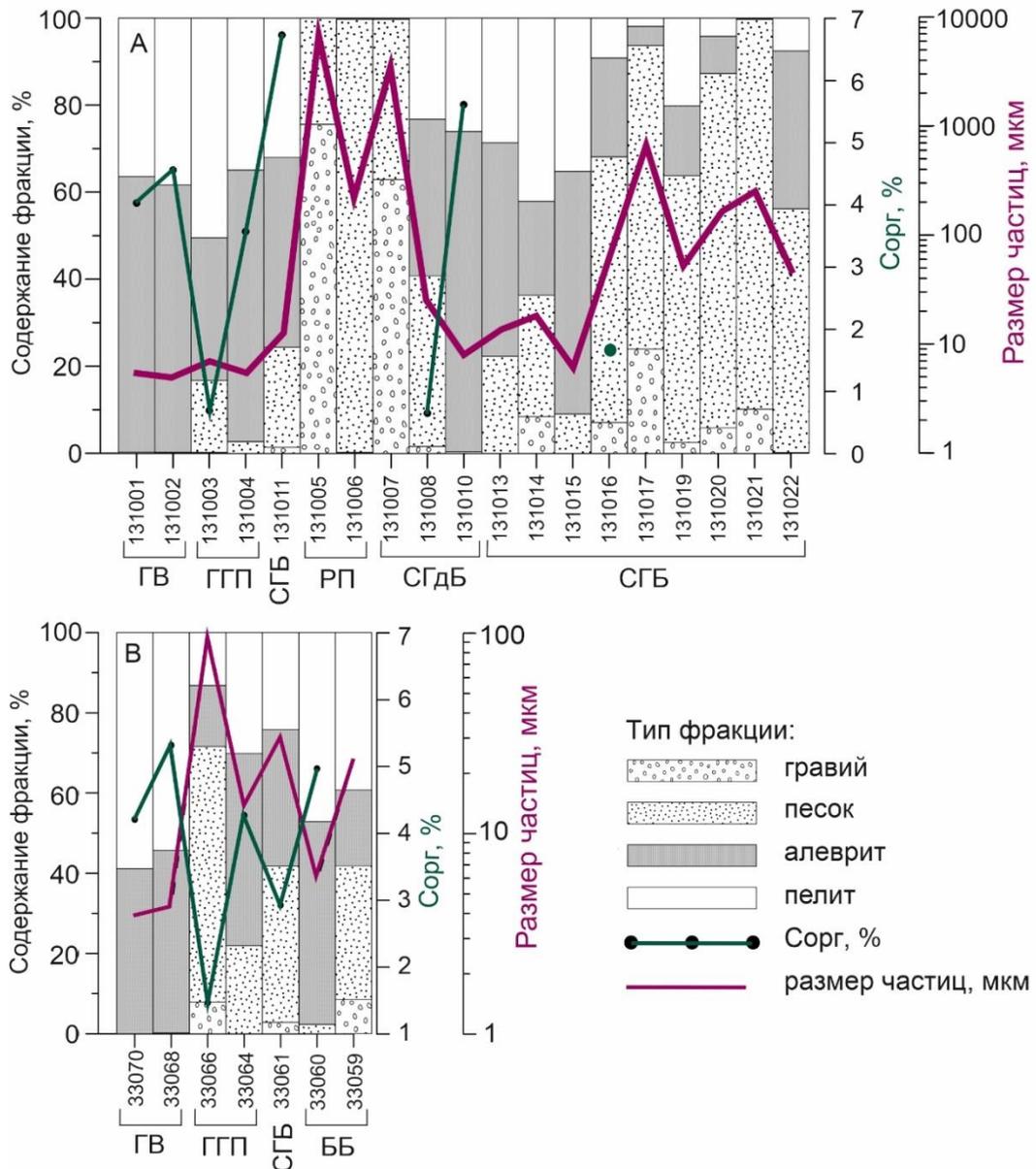


Рисунок 3.2. Литологические характеристики изученных осадков. Сокращения: ББ — Борнхольмский бассейн; ГВ — Гданьская впадина; ГПП — Гданьско-Готландский порог, РП — Рыбачий плато; СГБ — склон Готландского бассейна; СГДБ — склон Гданьского бассейна.

Осадки Гданьско-Готландского порога и склона Готландской впадины представлены моренными отложениями: слабо сортированными разномерными песками и песчанистыми пелито-алевритами с включениями крупнообломочного материала, гальки и гравия (Рисунок 3.2). Средний размер частиц колеблется от 6 до 635 мкм. Содержание органического углерода варьирует от 0.7% в плохосортированном крупнозернистом материале до 4.3% в песчанистых пелито-

алевритах. Поверхность дна Готландской впадины покрыта тонким слоем жидкого наилка, содержание углерода в котором высокое — до 6.7%.

В Борнхольмском бассейне донные осадки представлены хорошо сортированным мелкообломочным материалом — пелитовыми и алевропелитовыми илами, имеющими средний размер частиц 6–30 мкм (Рисунок 3.2). Для осадков станции АНС 33060, расположенной на относительном поднятии рельефа, характерен легкий запах сероводорода. Значения содержания органического углерода в осадке были относительно высокими — 5%.

Гидрологические и гидрохимические условия в районе исследования

По данным гидрологической съемки, выполненной в весенний и зимний периоды 2016 года в юго-восточной части Балтийского моря, вертикальное распределение основных гидролого-гидрохимических показателей имело двухслойное строение, галоклин располагался на глубине 60–90 и 70–76 м, соответственно. Во время обоих рейсов соленость и температура вод придонного слоя непосредственно во время отбора донных отложений были повышены над Гданьско-Готландским порогом: >12 ‰ (Рисунок 3.3); >6.5 °С (весна) и >8 °С (зима). Данные показатели достигали аномально высоких значений во время весеннего и зимнего рейсов в центре Гданьской впадины (13–14.5 ‰ и 7.5–8.5 °С), указывая на адвекцию вод из западных районов Балтийского моря. Однако концентрации растворенного кислорода в придонном слое воды в Гданьской впадине были значительно выше весной (3.5–4.5 мл/л) по сравнению с зимними значениями (0–1.5 мл/л), что является свидетельством относительной «старости» вод, поступивших из Слупского желоба, вероятно, в осенний период. Данный вывод подтверждается результатами гидрологических исследований, выполненных в 134 рейсе НИС «Профессор Штокман» 31 октября 2016, показавших повышенные значения концентрации растворенного кислорода (4.7 мл/л) в том же районе. Минимальные значения солености отмечены вблизи плато Рыбачий в оба сезона — менее 8 ‰.

В Борнхольмской впадине соленость и температура придонного слоя в декабре 2016 были значительно выше (> 18 пс и $10,3-7,5^{\circ}\text{C}$) по сравнению со средними значениями для исключительной экономической зоны России (Рисунок 3.3). Содержание растворенного кислорода в придонном слое воды составило 3.1 мл/л.

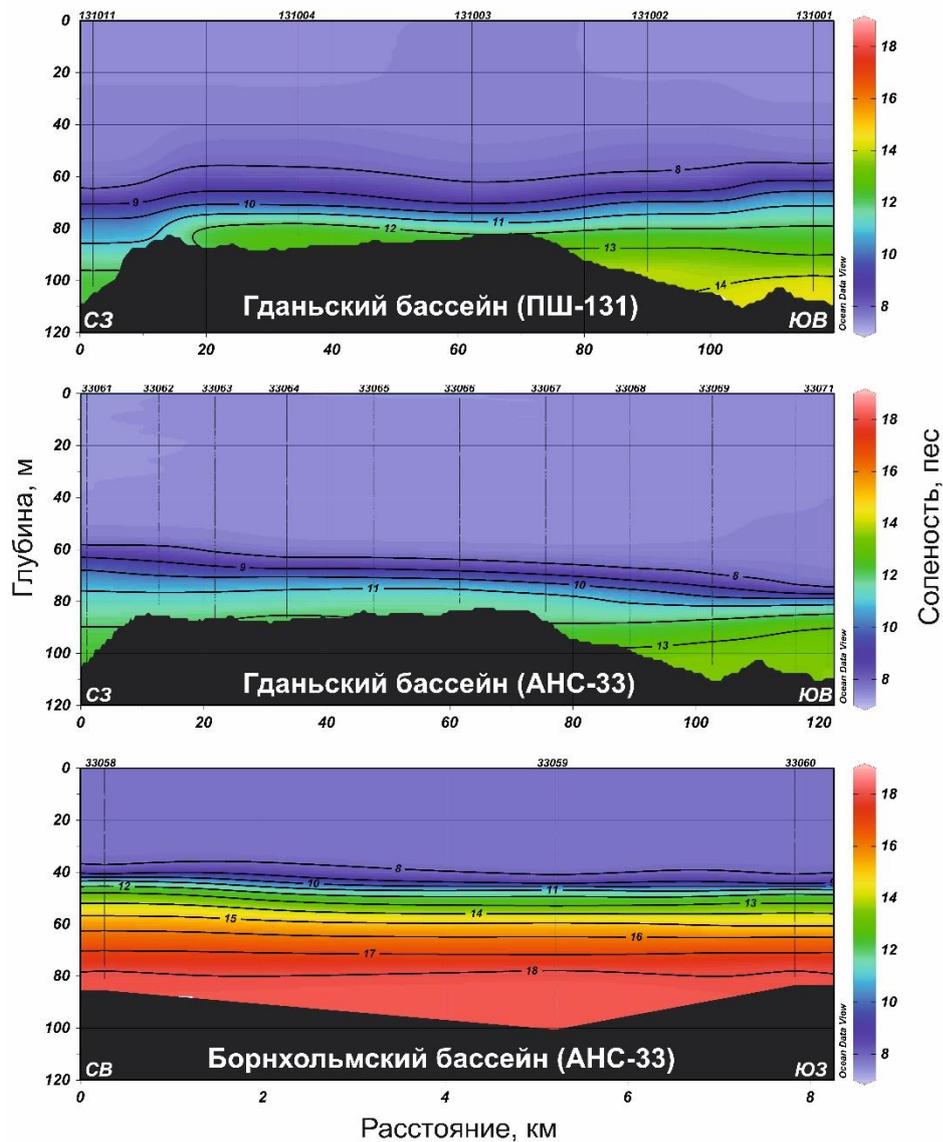


Рисунок 3.3. Распределение солености во время гидрологической съемки в 131 рейсе НИС «Профессор Штокман» и 33 рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 2016 году в юго-восточной части Балтийского моря и в Борнхольмском бассейне.

В соответствии с результатами статистического анализа массива гидрологических данных, полученных на разрезе, пролегающем вдоль западной границы ИЭЗР в Балтийском море, современный гидрологический режим характеризуется следующими показателями. На склоне и в центре Гданьской впадины значения солености и температуры придонного слоя были очень близки (Рисунок 3.4, 3.5).

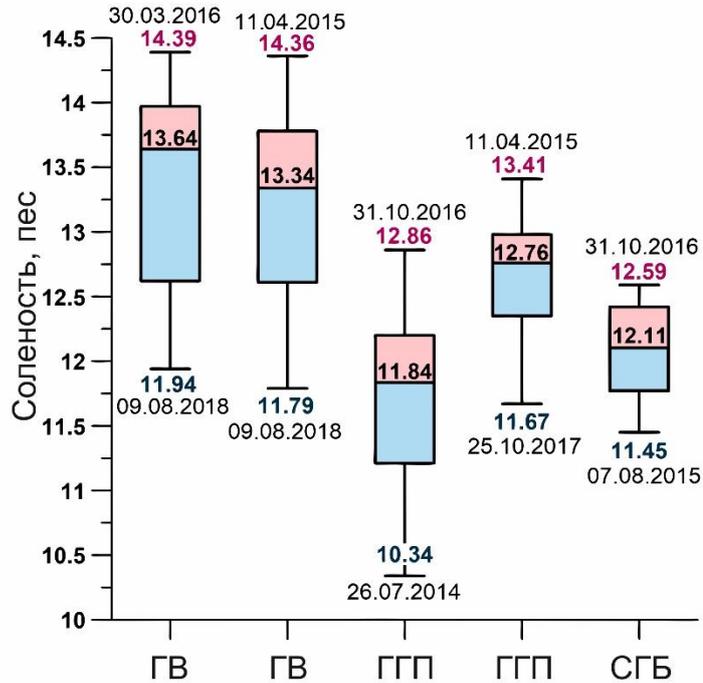


Рисунок 3.4. Диаграмма размаха значений солености в придонном слое воды на разрезе, расположенном вдоль западной границы российского сектора юго-восточной части Балтийского моря. Сокращения: ГВ — Гданьская впадина; ГГП — Гданьско-Готландский порог; СГБ — склон Готландского бассейна.

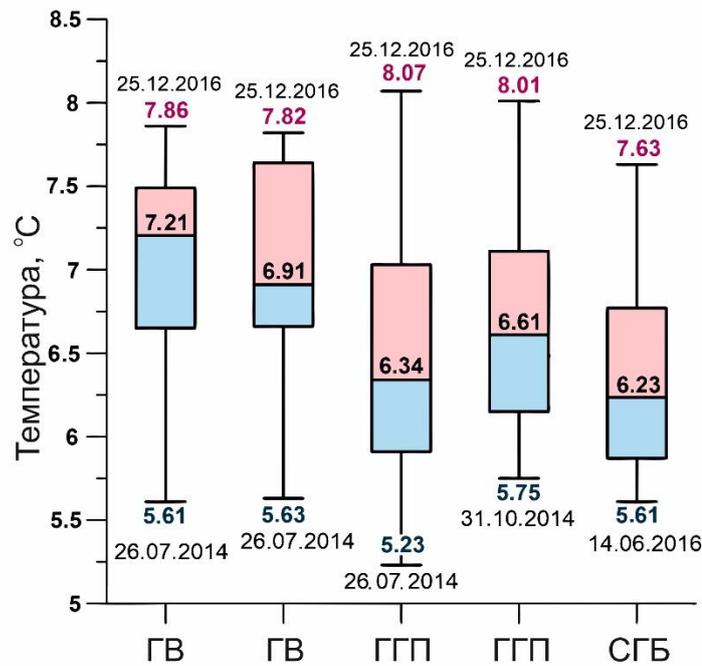


Рисунок 3.5. Диаграмма размаха значений температуры в придонном слое воды на разрезе, расположенном вдоль западной границы российского сектора юго-восточной части Балтийского моря. Сокращения указаны на Рисунке 3.4.

На склоне впадины значения температуры варьировали в диапазоне 5.6–7.9°C, в то время как соленость изменялась от 11.9 до 14.4 пс (Рисунок 3.4, 3.5). Концентрация растворенного кислорода изменялась от 0.2 до 2.8 мл/л (Рисунок 3.6). В центре Гданьской впадины колебания температуры находились в пределах 5.6–7.8°C, а соленость изменялась от 11.8 до 14.4 пс. Изменения концентрации растворенного кислорода находились в интервале 0.2–3.8 мл/л (Рисунок 3.6).

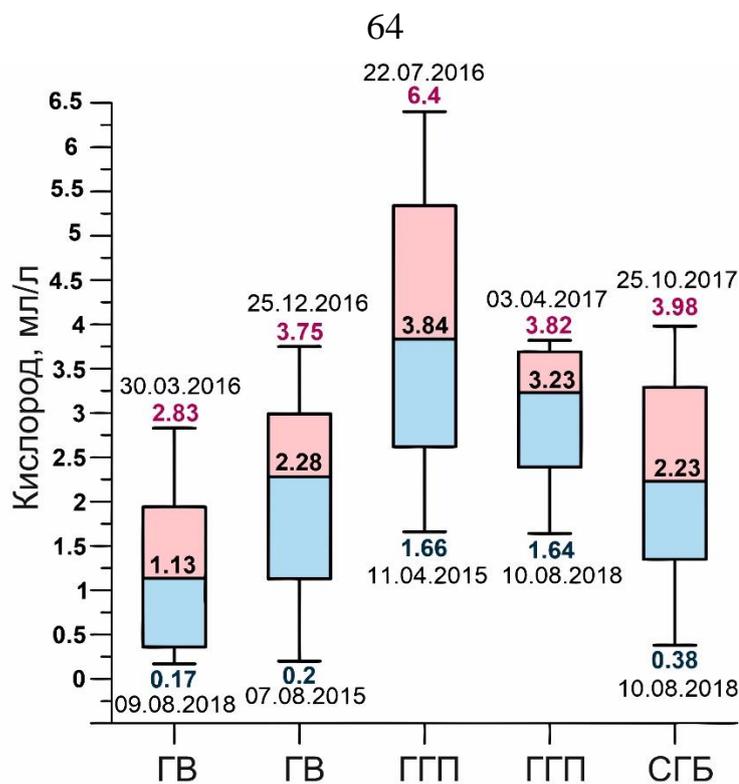


Рисунок 3.6. Диаграмма размаха значений кислорода в придонном слое воды на разрезе, расположенном вдоль западной границы российского сектора юго-восточной части Балтийского моря. Сокращения указаны на Рисунке 3.4.

В южной части Гданьско-Готландского порога диапазон значений температуры придонного слоя воды был максимальным (5.2–8.1°C); соленость же изменялась от 10.3 (минимального значения для района) до 12.9 пес (Рисунок 3.4, 3.5). Северная часть Гданьско-Готландского порога отличается меньшей изменчивостью значений температуры (5.8–8.0°C) и солености (11.7–13.4 пес). В пределах Гданьско-Готландского порога минимальные значения концентрации растворенного кислорода превышают 1.6 мл/л (Рисунок 3.6); максимальное зарегистрированное здесь значение — 6.84 мл/л.

Склон Готландской впадины отличается минимальной изменчивостью значений температуры и солености (Рисунок 3.4, 3.5). Колебания температуры в интервале 5.6–7.6°C и солености в интервале 11.5–12.6 пес были зафиксированы здесь. Содержание кислорода в придонном слое варьировало в широком диапазоне 0.4–3.9 мл/л (Рисунок 3.6).

Распространение бентосных фораминифер в исследуемом районе

В результате изучения распространения бентосных фораминифер в юго-восточной части Балтийского моря было выявлено, что сообщества характеризуются крайне низкими численностью и родовым разнообразием (Приложение, Таблица П2). Концентрации раковин бентосных фораминифер изменялись в широком диапазоне: от 0.02–4.82 р/г (в марте-апреле, ПШ-131) до 2.4–85.9 р/г (в декабре, АНС-33) (Рисунок 3.7).

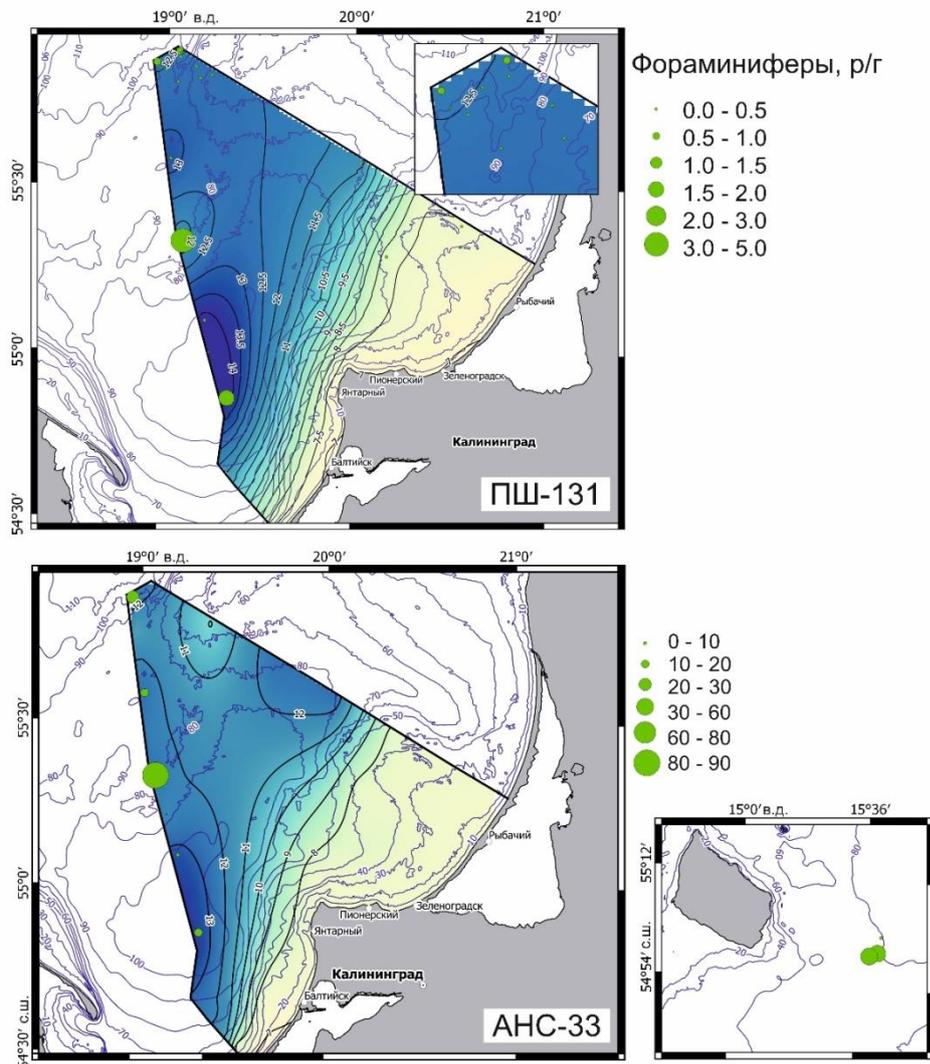


Рисунок 3.7. Распределение солёности и концентраций бентосных фораминифер в весенний (ПШ 131) и зимний (АНС 33) периоды 2016 года в юго-восточной части Балтийского моря. На дополнительной карте показаны станции, расположенные в Борнхольмском бассейне.

Стоит отметить, что в зимний период данный показатель был на порядок выше, чем весной. Однако пространственное распределение концентраций раковин бентосных фораминифер в осадках имеет схожий характер для обоих сезонов. К тому же подобная разница может быть обусловлена как сезонностью, так и чрезвычайной неоднородностью района исследования. Поэтому при обсуждении и интерпретации результатов данные, полученные в течение двух съемок, были объединены.

Минимальные концентрации фораминифер были обнаружены в донных отложениях плато Рыбачий (0.02–0.06 р/г) (Рисунок 3.7). На склонах Гданьской впадины концентрация фораминифер составляла 0.37–1.87 р/г, а в самой Гданьской впадине отмечено повышение данного показателя до 10.1 р/г. Максимальные концентрации были найдены в донных отложениях Гданьско-Готландского порога — 8.37 (в марте-апреле) и 45.3 р/г (в декабре). На склоне Готландского бассейна концентрации фораминифер в донных отложениях увеличивались с глубиной — от 0.06 до 14.4 р/г. В отложениях, отобранных в Борнхольмском бассейне, среднее количество раковин фораминифер на грамм сухого осадка было значительно выше по сравнению со средними значениями, полученными для юго-восточной части Балтийского моря, изменяясь от 34.8 до 36.9 р/г.

Всего в пробах было идентифицировано 11 родов (Приложение, Таблица П2, Фаунистический список). В сообществах преобладали агглютинированные виды (они представляли 9 из 11 родов). Среди них наиболее распространенными были мелкие особи (менее 100 мкм) простой однокамерной структуры. В отложениях Рыбачьего плато обнаружен только один род (Рисунок 3.8, 3.9). Наибольшее количество родов фораминифер обнаружено в Гданьской впадине — 7 родов.

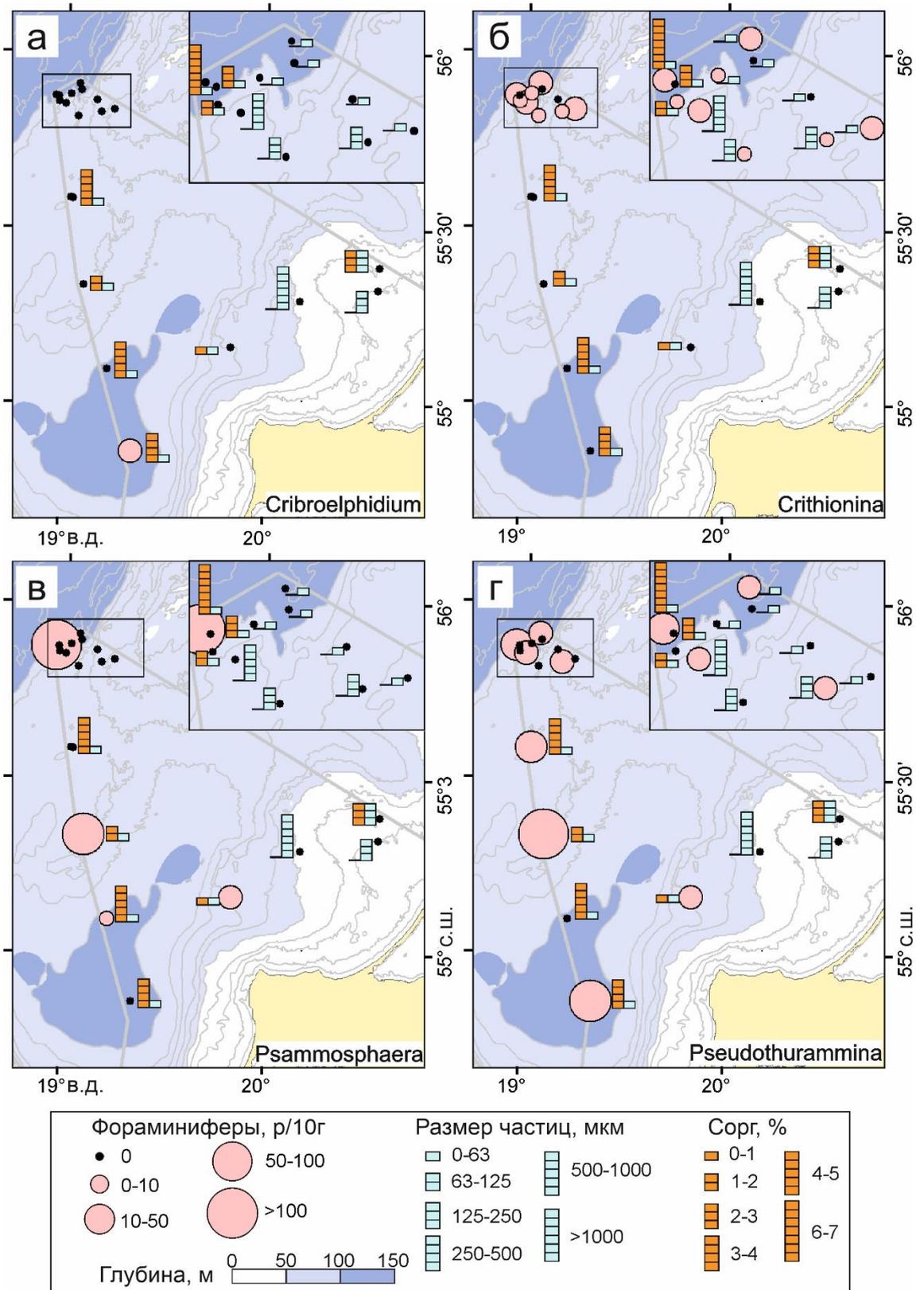


Рисунок 3.8. Распространение характеристик донных осадков и родов бентосных фораминифер в поверхностных отложениях российского сектора юго-восточной части Балтийского моря (а-г).

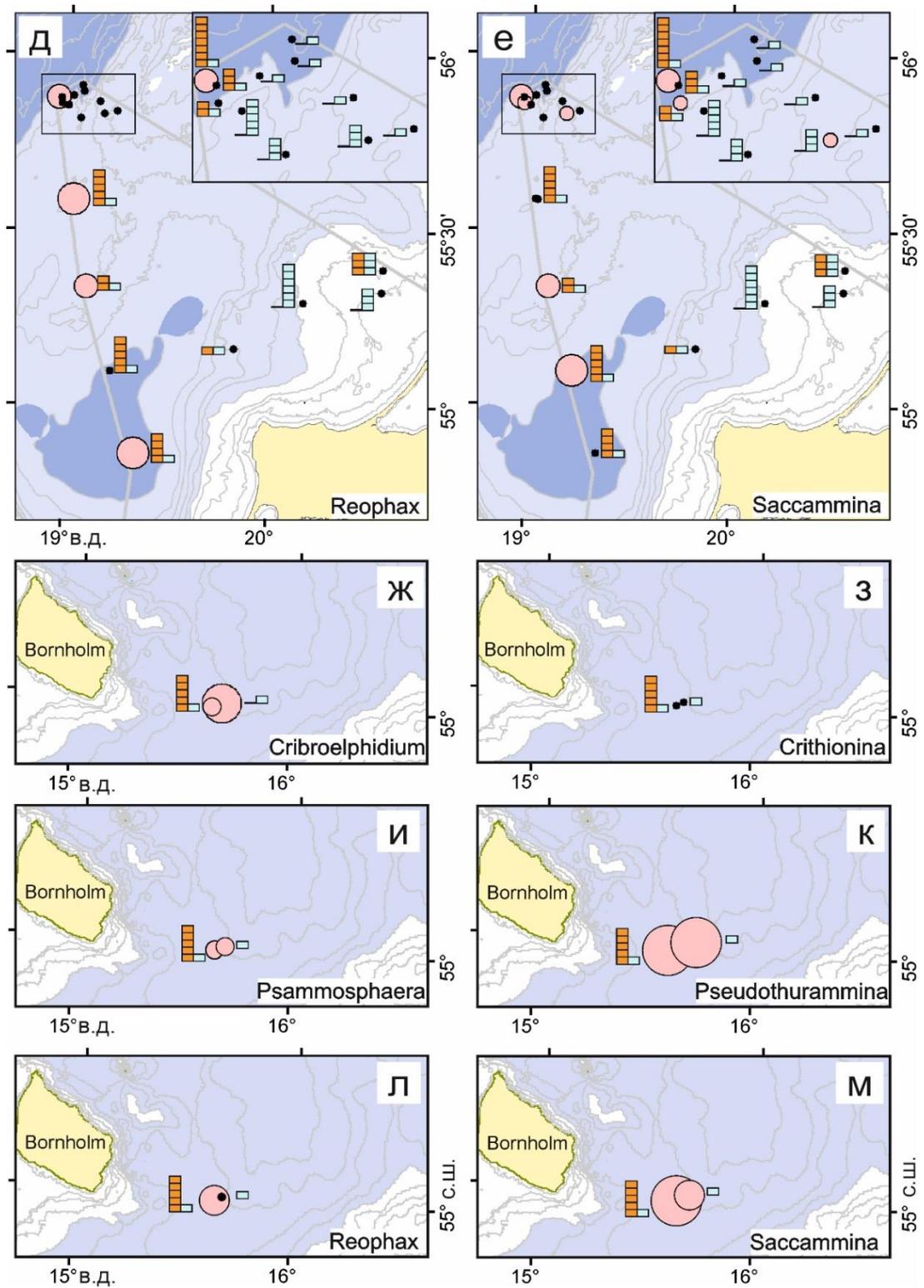


Рисунок 3.9. Распространение характеристик донных осадков и родов бентосных фораминифер в поверхностных отложениях российского сектора юго-восточной части Балтийского моря (д, е) и Борнхольмского бассейна (ж-м). Легенда представлена на Рисунке 3.8. Положение района отбора проб (ж-м) показано на Рисунке 3.1.

На склонах Гданьской котловины родовое богатство варьировало от 1 до 4 родов. В донных отложениях Гданьско-Готландского порога родовое разнообразие бентосных фораминифер изменялось от 4 до 6 родов. На склоне Готландского бассейна разнообразие фауны росло с увеличением глубины от 1 до 6 родов, обнаруженных в отложениях наиболее глубоких станций. В отложениях Борнхольмского бассейна родовое разнообразие было относительно высоким и изменялось от 4 до 6 родов.

К наиболее многочисленным родам агглютинированных фораминифер, найденным во время исследования, в осадках Гданьского и Борнхольмского бассейнов относятся *Crithionina*, *Pseudothuramina*, *Psammosphaera*, *Saccamina* и *Reophaex* (Рисунок П.2, П.3). Другие роды встречались спорадически и только в крайне низких количествах, поэтому они были исключены из обсуждения. *Crithionina* spp. присутствовал только в осадках склона Готландского бассейна (Рисунок 3.8), а концентрация раковин данного рода росла с глубиной. Раковины *Psammosphaera* spp. распространены во всем районе исследования за исключением Гданьской впадины (Рисунок 3.8, 3.9), наибольшая концентрация раковин отмечена на склоне Готландской котловины. Особи *Pseudothuramina* были найдены в отложениях всего региона исследования, за исключением плато Рыбачий. Высокие концентрации раковин были обнаружены на Гданьско-Готландском пороге (Рисунок 3.8, 3.9), а также в осадках Борнхольмского бассейна. Особи рода *Reophaex* spp. присутствовали на всех станциях, за исключением плато Рыбачий, при этом максимальные концентрации раковин данного рода были отмечены на Гданьско-Готландском пороге (Рисунок 3.9). В осадках Борнхольмского бассейна концентрации раковин *Reophaex* spp. также были высокими. Особи *Saccamina* не были найдены в осадках Гданьской впадины и плато Рыбачий (Рисунок 3.8), при этом максимальные концентрации раковин отмечены в Борнхольмском бассейне. В сообществе карбонатных фораминифер резко преобладали особи рода *Elphidium* (*Cribrroelphidium*). В ИЭЗ России в юго-восточной части Балтийского моря карбонатные раковины были

обнаружены только в самой Гданьской впадине, в то время как в Борнхольмском бассейне они присутствовали на всех станциях (Рисунок 3.8, 3.9).

Влияние условий среды на распределение бентосных фораминифер

Основной задачей данного раздела исследования является выявление общих закономерностей распределения бентосных фораминифер, которые в последующем могут быть применены для палеореконструкций как индикаторы параметров среды при микропалеонтологическом исследовании осадочных колонок юго-восточной части Балтийского моря. Поэтому при микропалеонтологическом анализе было использовано все сообщество фораминифер — как живые, так и мертвые особи. Живая на момент пробоотбора фауна подвержена влиянию мелких неоднородностей среды и сезонности, в то время как обобщенные во времени данные о живой фауне и танатоценозу отражают усредненные долговременные условия (Schröder-Adams 2006) и могут служить примером ископаемого материала в данном районе исследования (Murray and Alve, 2011). Скорость осадконакопления в Гданьском бассейне варьирует от 1–2 мм/год (Емельянов, 2002) до 1,5 см/год (Блажчишин, 1998). Значительно меньшие скорости осадконакопления отмечены для Гданьско-Готландского порога и склона Готландской впадины — 0,1 см/год и 0,03 см/год соответственно (Емельянов, 2002). Следовательно, проба осадка толщиной 1 см соответствует возрасту от 5 до 33 лет. Поэтому при анализе гидрологических и гидрохимических параметров использованы как данные, полученные непосредственно в момент отбора проб, так и доступный пятилетний архив.

Сообщества фораминифер отличались низким биоразнообразием, высоким содержанием оппортунистических родов, а также представителей инфауны. Данные параметры микрофауны были описаны как характерные для солоноватоводных условий (Schroder-Adams, 2006). Пониженное биоразнообразие фораминифер в Балтийском море было также отмечено в работах, выполненных для более западных районов моря (Brodnievicz, 1965; Murray, 2006; Polovodova et al., 2009; Vinczewska, 2017). В исследуемых поверхностных осадках резко

преобладали агглютинированные фораминиферы, среди которых наиболее распространены были мелкие особи простой однокамерной конструкции. Подобная тенденция была также выявлена в исследованиях бентосных фораминифер, проведенных, например, в западных районах Балтийского моря (например, Hermelin, 1987; Brodniewicz, 1965). Уменьшение размера бентосных фораминифер в Балтийском море является реакцией организмов на низкую соленость (Brodniewicz 1965; Hermelin, 1987; Vinczewska, 2017).

Минимальные концентрации фораминифер, а также очень низкое разнообразие отмечены в донных отложениях плато Рыбачий (Рисунок 3.8). Только редкие камеры *Psammospaera* spp. найдены в данном районе. Вполне вероятно, что сочетание высоко динамических гидрологических условий мелководной прибрежной зоны, пониженной солености и крупнозернистых осадков с низким содержанием органического углерода создают крайне неблагоприятную среду для обитания фораминифер. *Psammospaera* был описан как род, встречающийся в приливно-отливной зоне (Baccaret, 1987; Murray and Alve, 2011) и осадках, прилегающих к области рифов; редко встречается в лагунах (Baccaret, 1987). Данный род был найден на шельфе и склоне шельфа (Murray and Alve, 2011); диапазон глубин распространения *Psammospaera* от 16 до 1600 м соответствует обстановкам шельфа и склона (Stefanoudis, 2016). В результате, вероятно, только этот вид, обычно приуроченный к крупнозернистым отложениям в областях интенсивной придонной гидродинамики (Baccaret, 1987; Murray and Alve, 2011), способен выжить в песчаных осадках плато Рыбачий.

В Гданьском бассейне и на склоне Готландского бассейна наблюдаются сходные закономерности в распределении бентосных фораминифер, а также близкие параметры условий среды. На этих участках концентрации фораминифер в поверхностных осадках были повышены по сравнению с районом исследования в целом, а также зарегистрировано относительно высокое разнообразие родов. Концентрация раковин фораминифер, а также богатство родов в донных осадках увеличивались с глубиной одновременно с ростом содержания органического

углерода в осадках и изменением гранулометрического состава от песчаного материала до мелкозернистых и илистых отложений. Минимальные значения кислорода, близкие к нулю, измеренные в данных районах, указывают на наличие повторяющихся гипоксических условий (Рисунок 3.6), что, вероятнее всего, является следствием окисления большого количества органики, аккумулирующегося в глубоководных частях Гданьского бассейна и склона Готландского бассейна. В этих районах в течение всего исследованного периода температуры придонной воды изменялись в относительно узком диапазоне. В то же время, в Гданьском бассейне диапазон изменения солености придонного слоя и межквартильное расстояние были довольно велики, что указывает на относительно нестабильные условия среды. Склон Готландского бассейна характеризовался минимальным диапазоном солености, что указывает на относительно стабильные гидрологические условия. В данном исследовании особи агглютированного рода *Crithionina* были обнаружены только на склоне Готландского бассейна. Род *Crithionina* является наименее изученным, экология данного рода практически не рассмотрена в опубликованных данных. Род *Crithionina* встречается на шельфе и материковом склоне на глубинах воды 16–1600 м, в то время как на абиссальных равнинах данный род не обнаружен (Stefanoudis, 2016). Этот род относится к инфауне, обитает в толще осадка в самом верхнем сантиметре (Thies, 1990). Совместно с нашими результатами это может служить доказательством того, что этот род предпочитает относительно стабильные условия окружающей среды, а также обилие пищи.

Агглютированные раковины родов *Psammospaera*, *Pseudothurammina*, *Reophae* и *Saccammina* встречаются по всему Гданьскому бассейну, а также на склоне Готландского бассейна. Все эти роды обнаружены в мелководных местообитаниях с выраженными вариациями физико-химических условий: приливных заливах, верхних районах эстуариев, заливах и лагунах. Распространение этих родов зарегистрировано в различных типах отложений: от ила с разным количеством песка до мелкого и более крупного песка (Lagoe, 1979; Goldstein, 1988; Goldstein and Harben, 1993; Hayward and Hollis, 1994). Адаптация

к широкому спектру условий среды способствовала распространению этих родов в Гданьской впадине и на склонах Готландского бассейна. Концентрации раковин *Psammosphaera* spp, *Pseudothurammia* spp и *Saccamina* spp в осадках росли с глубиной вместе с уменьшением размерности частиц донных отложений и увеличением содержания органического углерода и, следовательно, большей доступностью пищи, а также менее динамичной придонной гидрологической обстановкой. *Saccamina* распространен в районах заливов, лагун и шельфов на широком диапазоне глубин 17–350 м (Lagoe, 1979; Goldstein, 1988). Этот род был найден в условиях резких изменений физических и химических параметров среды, таких как температура (около 0°C), топография дна (глубина), широкий диапазон солености 28–32 пс. Характерный тип донных отложений — илы с разным количеством очень мелкого и грубого песка. (Lagoe, 1979). Данное исследование подтверждает эти результаты и показывает, что этот род может переносить даже такую низкую соленость, как 10,3 пс.

Карбонатные раковины рода *Elphidium* (*Criboelphidium*) были найдены только в самой глубокой точке отбора в Гданьской впадине, на глубине 109 м, а также в Борнхольмском бассейне. Здесь диапазон значений солености был довольно большим, а также было зафиксировано абсолютное максимальное (Рисунок 3.4) значение солености для ИЭЗ России в юго-восточной части Балтийского моря в течение пятилетнего периода наблюдений. Изменчивость условий указывает на спорадические затоки и накопление соленой воды, что создает необходимый уровень солености для особей *Elphidium* (*Criboelphidium*). Данные гидрологических съемок, выполненных при отборе поверхностных осадков, также указывают на адвекцию значительного объема североморской воды в Гданьскую впадину в периоды, предшествующие проведению работ весной и зимой 2016 года. Однако минимальные значения кислорода, близкие к нулю, также зафиксированы здесь, что является индикатором частого развития гипоксии в придонном слое. Сочетание этих параметров объясняет, почему оппортунистический род *Elphidium* (*Criboelphidium*), толерантный к неблагоприятным условиям среды, таким как пониженные значения солености и

кислорода (Brodniewicz, 1965; Lutze, 1965; Condratsen, 1993; Vinczewska, 2017), резко доминировал среди карбонатных видов, обнаруженных в исследуемом регионе. *Elphidium* (*Cribrroelphidium*) spp. встречаются в солоноватых и нормальных морских водах (33–35 ‰) по всему миру. Этот род обычно является наиболее распространенной известковой формой в умеренно солоноватых условиях (Hayward and Hollis 1994). Следовательно, экология этого вида относительно хорошо изучена (например, (Brodniewicz, 1965; Lutze, 1965; Condratsen, 1993; Hayward and Hollis, 1994; Kaiho, 1994; Murray, 2006; Murray and Alve, 2011; Häusler et al., 2017; Vinczewska et al., 2018). *Elphidium* (*Cribrroelphidium*) были найдены многочисленными авторами в приморских частях заливов, эстуариев, закрытых гаваней и впадин, литоральных зон, окраинных морских районов, мелких участков, прилегающих к проливам (Hermelin, 1987; Condratsen, 1993; Hayward and Hollis, 1994; Polovodova et al., 2009). Этот род известен как чрезвычайно толерантный, который может выдерживать большие колебания солености и температуры и быть относительно нечувствительным к дефициту кислорода (Brodniewicz, 1965; Lutze, 1965; Condratsen, 1993 и ссылки в нем; Murray, 2006; Vinczewska, et al., 2017; Hausler, 2017). В работе (Condratsen, 1993) уазано отсутствие корреляции между распределением *Elphidium* (*Cribrroelphidium*) и свойствами субстрата.

В донных отложениях Гданьско-Готландского порога родовое разнообразие бентосных фораминифер было очень низким. Однако максимальные значения концентрации фораминифер были зафиксированы здесь. Донные осадки представлены плохо отсортированными песками и песчаными илами, характеризующимися относительно низким содержанием органического углерода, соответствующими выходам на поверхность ледниковых отложений (Emelyanov, 2002; Dorokhov et al., 2018). Высокая изменчивость гидрологических условий (максимальный диапазон изменений температуры и растворенного кислорода), зафиксированная на пороге, обусловлена близким расположением галоклина ко дну. Низкие значения температуры, минимальная соленость придонного слоя воды, а также постоянное присутствие кислорода

свидетельствуют о влиянии холодного промежуточного слоя воды, залегающего над галоклином. Согласно (Emelyanov and Gritsenko, 1999), Гданьско-Готландский порог находится на пути затоков трансформированных североморских вод, что отражается в широком диапазоне изменения гидрологических параметров на пороге. Отсутствие илистых отложений на большей площади поверхности порога можно объяснить активной динамикой вод затоков, а также действием внутренних волн, возникающих на галоклине (Блажчишин, 1998).

Агглютинированные раковины родов *Psammospaera* и *Pseudothurammina* были обнаружены в осадках Гданьско-Готландского порога в максимальных концентрациях по сравнению со всем регионом исследования. *Saccamina* и *Reopax* были другими родами, найденными в донных отложениях порога, однако в меньшем количестве. По данным предыдущих исследований (Baccaret 1987; Goldstein and Harben 1993; Hayward and Hollis 1994) представители родов *Pseudothurammina* и *Reopax* обитают в толще осадков в низинноболотных и переходных болотных местообитаниях, сублиторали, эстуариях, закрытых гаванях, области рифов и солоноватых фьордах (Baccaret, 1987; Goldstein and Harben, 1993; Hayward, 1994). *Pseudothurammina* spp. могут зарываться в толщу осадка до 30 см (Goldstein and Harben, 1993). По данным (Egger et al., 2003) *Saccamina* и *Psammospaera* spp. относятся к пассивным обитателям эпи- и инфауны, питающимся осаждающимся материалом. Благодаря тому, что *Reopax* и *Pseudothurammina* относятся к родам инфауны и обитают в толще осадка, они лучше приспособлены к нестабильным условиям среды Гданьско-Готландского порога, ассоциированным с галоклином, а также менее подвержены влиянию динамичной придонной обстановки порога. Особи *Pseudothurammina* и *Psammospaera* обитают в песчаных отложениях, обедненных органическим веществом (Goldstein, Harben, 1993). Согласно многим исследованиям (например, Goldstein and Harben, 1993; Hayward, 1994; Murray and Allve, 2011), особи *Reopax* встречаются в мелкозернистых илистых отложениях в поверхностном и неглубоком подповерхностном слое (Goldstein and Harben, 1993). Однако, согласно (Murray and Allve, 2011), этот род обычно встречается в песчаных

отложениях в районах усиления придонных течений. Особи *Saccamina* встречаются в илистых отложениях с включением различного количества песчаного материала мелкого и крупного размера (Lagoe 1979). Описанное предпочтение субстрата может служить объяснением высокого обилия раковин в плохо отсортированных отложениях с различным содержанием органики, распространённых на пороге. Кроме того, кислород всегда присутствует в придонных водах порога ввиду небольших глубин в данном районе относительно остального района исследования, влияния промежуточного слоя, обогащенного кислородом, а также вод затоков. Вероятно также, что положение галоклина вблизи дна в пределах порога способствует накоплению взвешенного вещества и, следовательно, доступности пищи в придонном слое. Насыщение кислородом придонных вод, а также обилие пищи объясняют очень высокие концентрации фораминифер, найденные в осадках Гданьско-Готландского порога.

В Борнхольмском бассейне количество фораминифер на грамм осадка было выше, чем в среднем для Юго-Восточной Балтики. Кроме того, здесь было найдено максимальное родовое разнообразие — в осадках района присутствовали все роды, кроме *Crithionina*. Карбонатные камеры рода *Elphidium* (*Criboelphidium*) присутствовали на всех станциях бассейна. Наибольшая концентрация раковин рода *Saccamina* обнаружена в данном районе. На этом участке накопление алевритовых и илистых отложений с высоким содержанием органического углерода, а также значительно более высокая соленость придонного слоя воды, ввиду близости Датских проливов, создают благоприятные экологические условия для обитания фораминифер.

Краткие выводы

Исследование поверхностных донных осадков юго-восточной части Балтийского моря показало, что сообщества характеризуются крайне низкими численностью и разнообразием в следствие солоноватоводных условий исследуемого региона. Повышение концентрации раковин, а также увеличение фаунистического разнообразия обнаружены в донных осадках наиболее глубоких

станций, отличающихся накоплением тонкозернистых отложений с повышенным содержанием органического вещества накапливаются. На данных участках более стабильные и спокойные гидрологические условия, в сочетании с повышенной соленостью придонных вод создают благоприятные условия для обитания бентосных фораминифер.

Таким образом, в работе определена связь условий осадконакопления и распространения родов бентосных фораминифер. Показано, что соленость, следовательно, частота и объем затоков, является основным фактором, лимитирующим распространение карбонатных особей в юго-восточной части Балтийского моря. Решающую роль в распределении агглютинированных фораминифер играют гранулометрический состав осадков и содержание в них органического углерода. Выявленная зависимость была положена в основу применения распределения бентосных фораминифер в колонках донных отложений как индикатора условий осадконакопления.

ГЛАВА 4. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГОТЛАНДСКОМ БАССЕЙНЕ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Возобновление водообмена с Северной Атлантикой при смене стадии Анцилового озера стадией Литоринового моря оказало ключевое воздействие на среду осадконакопления Балтийского моря (Harff et al., 2011; Jensen et al., 2017). Гео- и гидрохимический режимы поверхностного слоя осадков и придонного слоя вод, соответственно, формируются под воздействием спорадических затоков североморских вод (Zillén et al., 2008; Mohrholz, 2018). Выявленная зависимость распределения родов-индикаторов бентосных фораминифер от условий осадконакопления была положена в основу палеорекострукции. В частности, наличие раковин *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* использовано как индикатор солености придонных вод 12 пс и выше (Lutze, 1965; Frenzel et al., 2005; Ponomarenko and Krechik, 2018; Ponomarenko et al., 2020). Так как придонный водообмен подвержен влиянию САК, его вариации (Cook et al., 2002; Luterbacher et al., 2002; Trouet et al., 2009; Olsen et al., 2012; Schimanke et al., 2012) рассмотрены как один из ведущих факторов формирования режима осадконакопления (Harff et al., 2011). Динамика палеоокеанологических условий в течение последних 7,1 тыс. кал.л. реконструирована по данным комплексного анализа непрерывного осадочного разреза, составленного из двух колонок донных отложений, отобранных в Восточном Готландском бассейне (Рисунок 4.1).

Литология осадочных разрезов

Точка отбора колонки расположена на сейсмическом профиле (Приложение, Таблица П4, Рисунок 4.1), опубликованном в работе (Sviridov and Emelyanov, 2000). Результаты сейсмического профилирования, выполненного на участке отбора колонки, были использованы для интеграции осадочного разреза в осадочную толщу бассейна. Сейсмические профили записаны в диапазоне частот 0,06–100 кГц, с разрешением 0,3–10 м. Геологическая интерпретация профилей подкреплена данными отбора длинных колонок отложений.

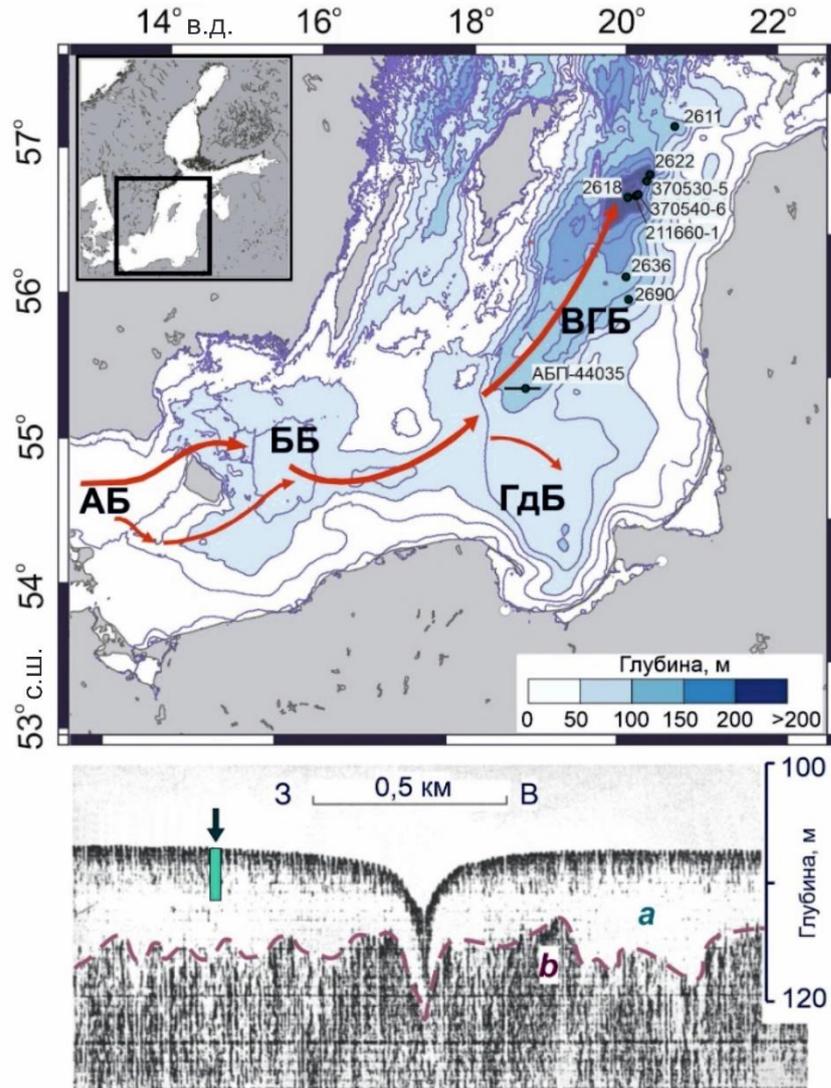


Рисунок 4.1. Карта-схема района исследования и расположения участка отбора осадочного разреза (АБП-44035/37), а также колонок из опубликованных источников, рассмотренных в работе: АБ — Арконский бассейн, ББ — Борнхольмский бассейн, ВГБ — Восточный Готландский бассейн, ГДБ — Гданьский бассейн. Сплошная черная линия, пересекающая точку отбора разреза АБП-44035/37 — местоположение сейсмического профиля (по Sviridov and Emelyanov, 2000). Направление затоков (красные стрелки) — по Matthäus (2006) и Mohrholz et al. (2015). Батиметрия — по базе данных батиметрии Балтийского моря v0.9.3. Стрелка и зелёный прямоугольник на сейсмическом профиле — место отбора колонки; донные отложения: а — илы (гиттия-глины), б — однородные анциловые и йольдиевые глины.

В соответствии с оригинальным описанием авторов на профиле можно выделить два литостратиграфических комплекса. Светлый (акустически прозрачный) комплекс *а* (Рисунок 4.1) указывает на петрофизическую однородность слоя. Такие осадки формируются на глубоководных участках, на которых осадконакопление не подвержено сильному влиянию рельефа и гидродинамики и протекает в стабильных условиях среды под общим влиянием водных масс, что приводит к накоплению непрерывной осадочной последовательности. Мощность литостратиграфического комплекса достигает 10 м. Подстилающий комплекс *б* (Рисунок 4.1) соответствует однородным йольдиевым – анциловым глинам. Только отложения верхнего литостратиграфического комплекса *а* были извлечены при отборе колонки.

Верхние 2 см осадка колонки АБП-44037 представлены рыхлой слоистостью оливкового и черного сильно обводненного ила с запахом сероводорода. Остальная часть колонки в основном состояла из серого и темно-серого гомогенного ила и алевроитовой глины (гиттии), уплотняющейся вниз по разрезу (Рисунок 4.2). Верхняя часть (3–61 см) колонки АВР-44035 сложена переслаивающимися пачками оливкового, оливково-серого, темно-серого и очень темного серого гомогенного или слегка пятнистого ила и алевроитового ила. У самых верхних осадков колонки присутствовал запах сероводорода. Ниже по разрезу (61–399 см) плотность осадков увеличилась и алевроитовый ил сменился алевроитовой глиной (гиттией) того же цвета. Все границы между слоями осадков были плавными и постепенными, за исключением горизонта 162 см, где граница была четкой. Две колонки были объединены в общий осадочный разрез на основании результатов AMS ^{14}C датирования.

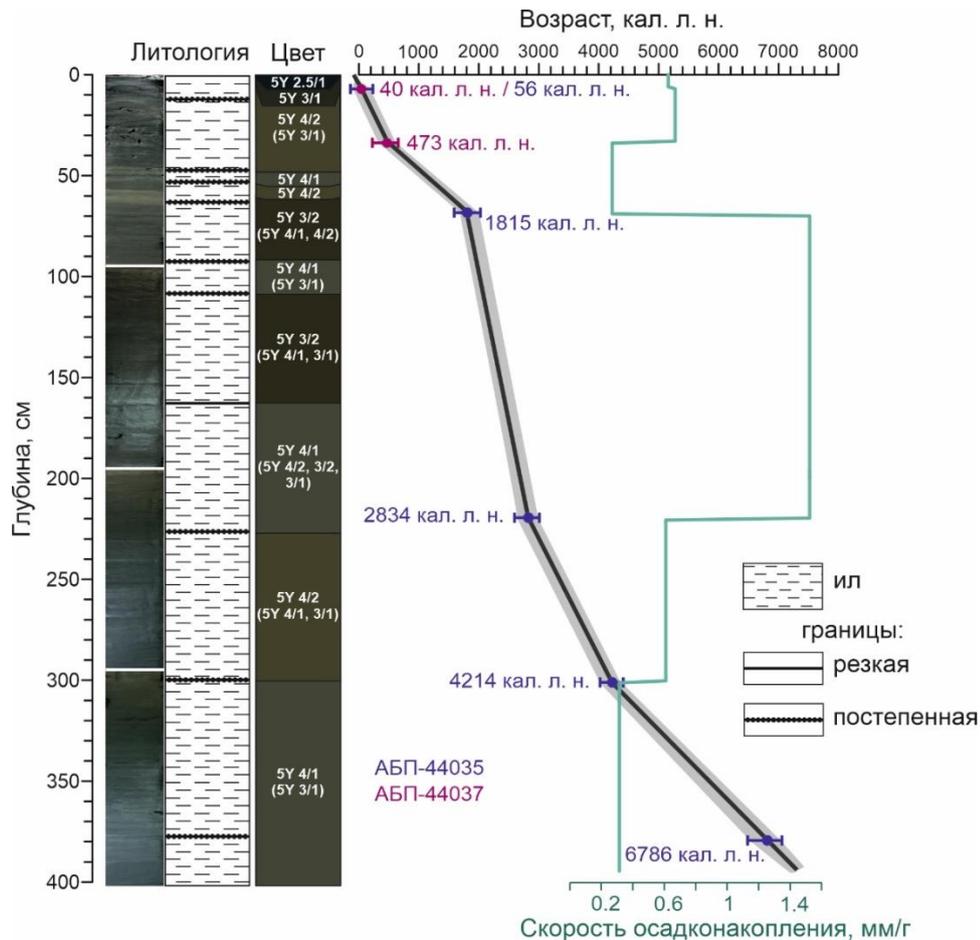


Рисунок 4.2. Возрастная модель совмещенного разреза колонок АБП-44035/37, дополненная комбинированной литологией для обеих колонок, а также скоростью осадконакопления. На графике возрастной модели: серая область показывает доверительный интервал 95%, фиолетовые и лиловые точки обозначают радиоуглеродные датировки, погрешность датировок $\pm 2\sigma$ указана отрезками.

Объединенный осадочный разрез был сопоставлен с восьмью колонками отложений, отобранными в Восточном Готландском бассейне, (Рисунок 4.3, Приложение, Таблица П4) с целью интеграции исследуемых колонок в осадочную среду Готландского бассейна и литостратиграфического расчленения исследуемых осадков. Выбранные колонки получены в Восточном Готландском бассейне вдоль разреза, пролегающего с юго-запада на северо-восток. Для всех кернов принято оригинальное подразделение осадков колонок на литостратиграфические комплексы. Отличительные литологические особенности, такие как цвет, плотность, структура и гранулометрический состав, использованы

для корреляции литостратиграфических комплексов осадочных колонок. Корреляция проведена также по богатым сульфидами (гидротроиллитовым) интервалам.

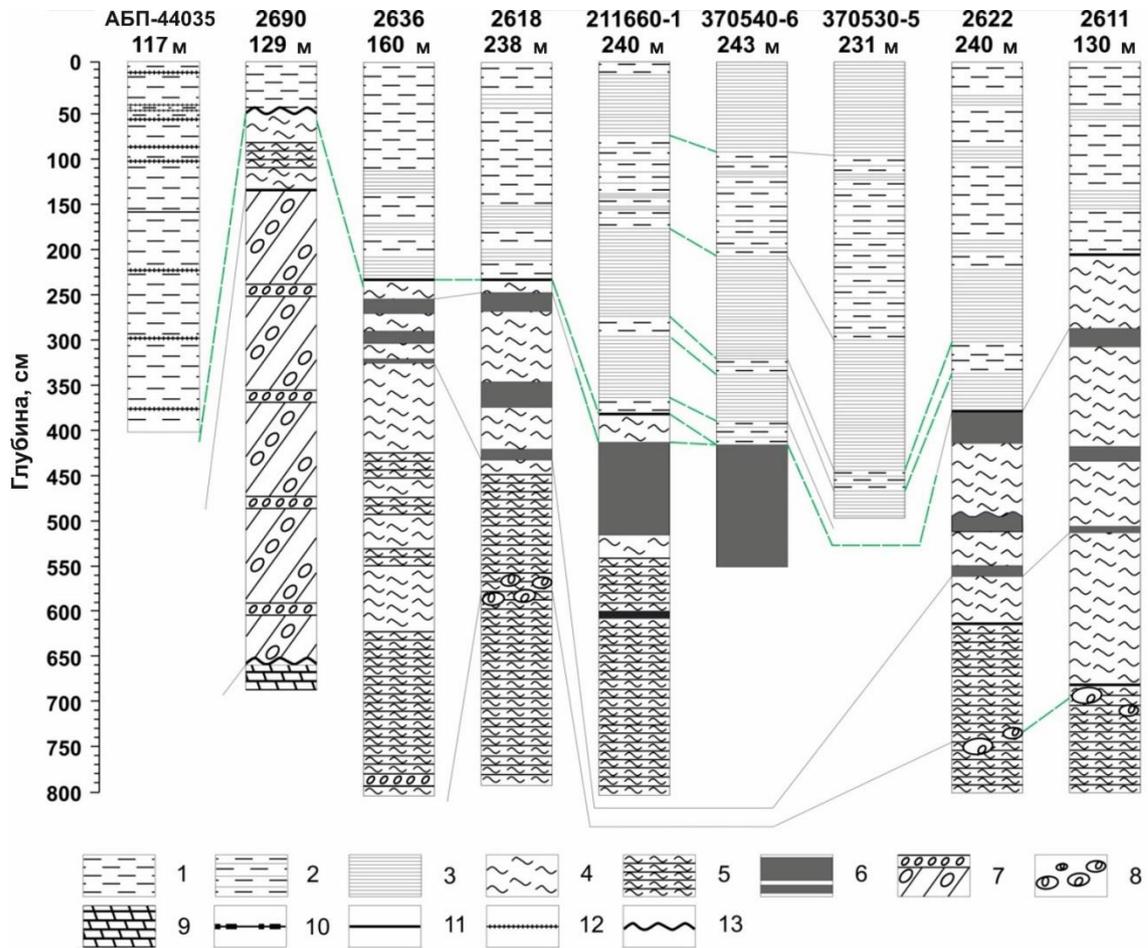


Рисунок 4.3. Литостратиграфические профили колонок осадков, отобранных в Восточном Готландском бассейне. Положение отбора колонок указано на Рисунке 4.1. и в Приложении (Таблица П4). Сплошные черные линии — корреляции, приведенные в оригинальных статьях; зеленая пунктирная линия — корреляции, выявленные в текущем исследовании. Условные обозначения: 1 – илы (гиттия) однородные; 2 – глина слабополосчатая или слабослоистая; 3 – глина пластинчатая гиттиевая; 4 – глина однородная; 5 – глины ленточные; 6 – окрашенный сульфидом или полосчатый; 7 – моренная глина; 8 – морена; 9 – девонский песчаник; 10 – эрозионные образования; 11 – резкая граница; 12 – постепенная граница; 13 – волнистая граница.

В зависимости от глубины моря и послеледникового развития района отбора колонок характер литостратиграфических комплексов колонок существенно отличается. Как следствие, различные литостратиграфические комплексы были соотнесены с основными этапам развития Балтийского моря (Блажчишин, 1998; Gudelis, 1985; Spiridonov et al., 2007). Выделены следующие литостратиграфические комплексы: глины (гиттия) и илы литориновой стадии; гомогенные, с пятнами сульфидов или слоистостью, глины Анцилового озера и Иольдиевого моря; ленточные глины Балтийского ледникового озера и перигляциальных озер; моренные отложения (тилл), диамикты (Gudelis, 1985; Блажчишин, 1998; Andrén et al., 2000; Harff et al., 2011; Loughheed et al., 2012; Rosentau, 2017; Moros et al., 2020). Моренный комплекс мощностью более пяти метров был представлен только в ближайшей к исследуемой и одновременно самой мелководной колонке (2690), отобранной на южном склоне Восточного Готландского бассейна (Рисунок 4.3). Однако в данной колонке верхние слои глин и гиттии были относительно маломощными — каждый составлял менее метра. В остальных изученных колонках (кроме 370530-5) нижние комплексы были представлены ленточными или гомогенными глинами большой мощности — до 6 метров в северо-восточной части бассейна (колонка 2611). Этот литостратиграфический комплекс перекрыт глинами (гиттией) и илами морской (литориновой) стадии. Толщина морских отложений увеличивалась от 0.5 до 5 метров в направлении центральной и самой глубокой части Восточного Готландского бассейна. Все колонки, за исключением самых мелководных — исследуемой (АВР-44035) и 2690, характеризовались наличием от 2 до 5 интервалов тонкой слоистости (ламинации), сформированных в периоды стагнации. Мощность интервалов слоистости в колонках Готландской впадины достигает 1.5 метров. На основании сравнения литологии исследуемого разреза с опубликованными данными о литостратиграфии осадочных разрезов Готландского бассейна, можно полагать, что в разрезе отложений АВР-44035 вскрыт только верхний литостратиграфический комплекс гомогенных глин (гиттии) и илов литориновой стадии. Отсутствие слоистости или других

отчетливых особенностей осадков препятствовало более детальному литостратиграфическому расчленению разреза, а также подробной корреляции корреляцию.

Геохимические характеристики осадков

Осадки колонки АБП-44035 характеризуются относительно высоким содержанием органического вещества: значения ППП варьировали в диапазоне 10,0–17,3%, а содержание Сорг в осадках изменялось от 2,1 до 4,1% (Рисунок 4.4). В целом общий тренд распределения величин ППП по разрезу колонки соответствовал изменению содержания Сорг в осадках. В интервале 401–251 см оба параметра постепенно увеличивались от 2,1 до 4,0 % (Сорг) и от 10,0 до 14,6 % (ППП). В интервале 253–166 см концентрация Сорг постепенно снижалась с 4,1 до 2,7 %. Выше по разрезу значения Сорг снова увеличились, достигнув 4,1% вблизи вершины разреза. Значения ППП оставались более или менее стабильными (12,8–14,7%) в интервале 253–91 см, за исключением четко выраженного пика — 15,8% на глубине 189 см. Выше по осадочному разрезу значения ППП увеличивались скачкообразно, достигнув 16,4% на глубине 59 см, после чего значения данного показателя оставались относительно высокими, изменяясь в диапазоне 14,2–17,9% до вершины колонки.

Концентрация Mn характеризовалась высокими значениями в интервале 392–346 см, после чего концентрация снижалась и изменялась в узком диапазоне. Отношение Mn/Fe было стабильно низким по всему осадочному разрезу, за исключением незначительного повышения в интервале 392–346 см. В том же интервале (392–346 см) соотношение Mn/Ti демонстрировало повышенные значения.

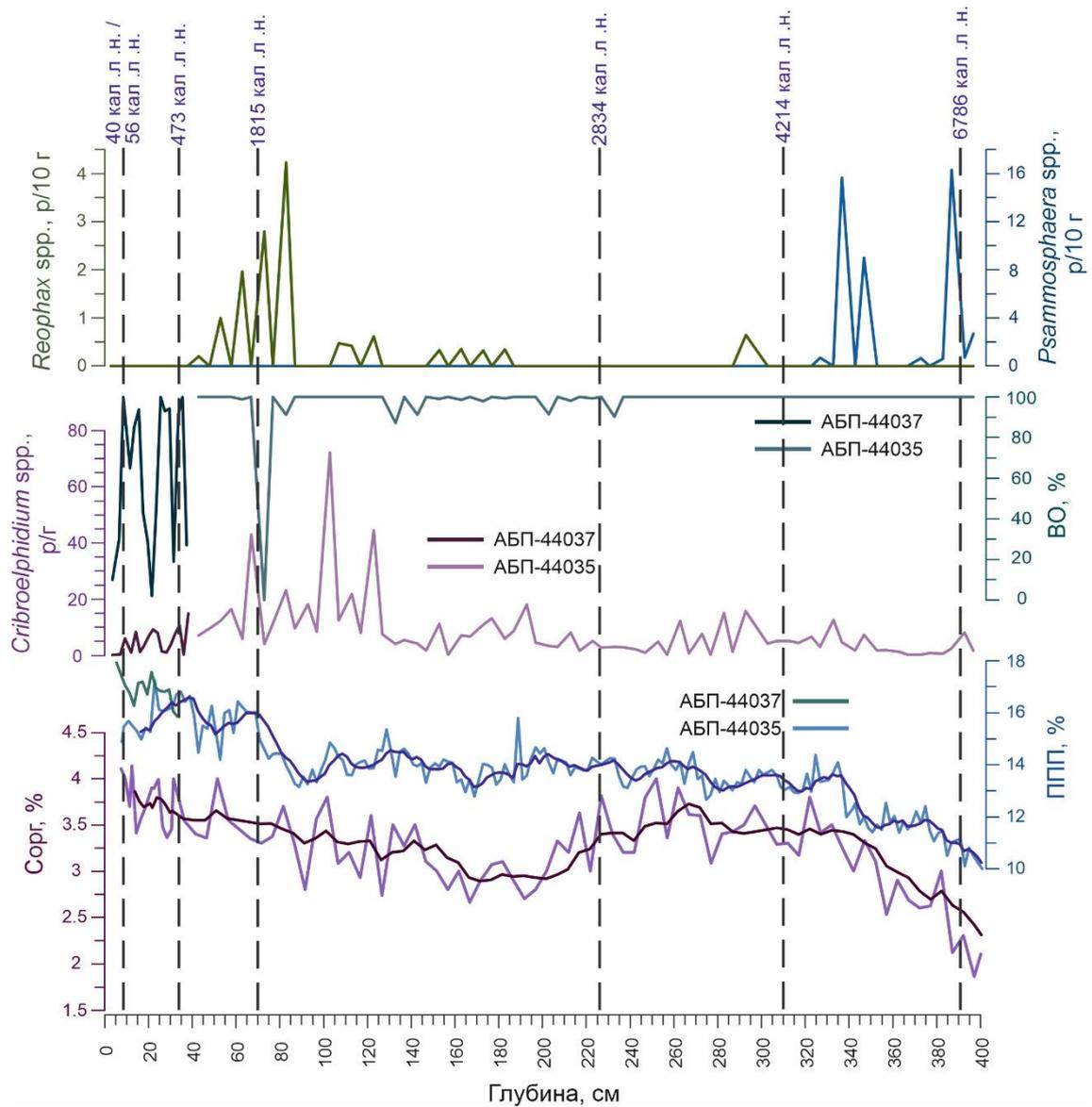


Рисунок 4.4. Распределение геохимических и микропалеонтологических данных, объединенных для двух колонок (АБП-44035 и АБП-44037). Радиуглеродные датировки отмечены пунктирными линиями и подписаны. Сокращения: ППП — потери при прокаливании; ВО — внутренние оболочки раковин.

Распределение бентосных фораминифер

Как и ожидалось, материал, хранившийся в zip-lock пакетах, оказался непригодным для анализа из-за полного растворения карбонатов. Поэтому при обсуждении дальнейших результатов рассмотрен только материал, непосредственно взятый из керна. В изученных разрезах комплексы фораминифер отличались низким разнообразием, всего обнаружено семь видов бентосных

фораминифер. Среди карбонатных фораминифер доминировали два вида — *S. excavatum* и *S. incertum*, редкие камеры *Ammonia batava* встречались лишь спорадически. Карбонатные раковины были крайне редки, характеризовались очень малыми размерами и различной степенью растворения стенок. В целом раковины фораминифер сохранились очень плохо, а ВО были наиболее распространены. В осадочной колонке АБП-44035 ВО составляли в среднем 98% от общего количества карбонатных бентосных фораминифер (Рисунок 4.4). Лишь на глубине 70–71 см ВО отсутствовали, а карбонатный комплекс был полностью представлен раковинами *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* разной степени сохранности. Как и ожидалось, карбонатные раковины короткой колонки АБП-44037 характеризовались лучшей сохранностью благодаря заморозке проб сразу после отбора — ВО составляли в среднем до 60% карбонатного сообщества. В общем агглютинированные фораминиферы присутствовали в незначительных количествах, поэтому концентрации представлены как количество раковин на 10 граммов влажного осадка. Агглютинированные фораминиферы были представлены четырьмя видами (*Reophax nana*, *Reophax Regularis*, *Nodulina (Reophax) Dentaliniformis* и *Psammosphaera spp.*).

В колонке АБП-44035 первое появление особей *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* отмечено на глубине 397 см (Рисунок 4.4). Однако концентрация раковин оставалась очень низкой (0,4–1,8 р/г) до глубины 344 см. В этот же интервале (397–327 см) наблюдался быстрый рост значений Сорг и ППП, а также высокие концентрации Mn. Выше по разрезу колонки (344–263 см) выделяется интервал повышенных концентраций раковин (до 16 р/г), сопровождающийся продолжающимся ростом Сорг и ППП. В нижней части колонки (397–327 см) сообщество агглютинированных фораминифер было представлено только особями *Psammosphaera spp.* Интересно, что в остальной части разреза они отсутствовали (Рисунок 4.4). Первое появление раковин рода *Reophax* зафиксировано на глубине 293 см в виде одиночного пика (0,6 р/10 г).

Следующие выше по разрезу осадки характеризовались стабильно низким содержанием раковин *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* до интервала 223–177 см, в котором наблюдается увеличение содержания до 18,1 р/г на фоне снижения значений Сорг и ППП, а также низкого содержания Mn в осадке. В вышележащем интервале 123–58 см наблюдался резкий рост содержания карбонатных бентосных фораминифер (до 44,7 р/г) с последующими тремя отчетливыми пиками (с абсолютным максимумом 72,2 р/г), сопровождавшийся увеличением значений Сорг и ППП. Особи рода *Reophax* вновь появляются в интервале 183–107 см в виде серии небольших пиков. В верхней части колонки, в интервале 83–63 см, отмечены три повышения концентрации агглютинированных фораминифер рода *Reophax* в пределах 2,0–4,3 р/10 г. В короткой осадочной колонке АБП-44037 концентрации раковин рда *Elphidium (Cribroelphidium)* снижались вверх по разрезу, в то время как значения Сорг и ППП оставались высокими. В интервале 34–5 см можно выделить несколько отчетливых пиков высоких концентраций карбонатных раковин в диапазоне от 14,9 до 6,0 р/г. В верхней части осадочного разреза отмечено резкое снижение концентраций до 0,1 р/г.

Как показало окрашивание раковин раствором бенгальского розового, в колонке АБП-44037 живые фораминиферы составляли до 75% в верхнем сантиметре, ниже по осадочному разрезу были обнаружены только мертвые особи. Живая фауна была представлена экземплярами *Cribroelphidium incertum*, среди мертвых особей отмечены только раковины вида *Ammonia batava*. Концентрация раковин в осадках составила 0,1 и 0,03 р/г соответственно.

Вопрос датирования осадков Балтийского моря

Главной предпосылкой достоверных палеоэкологических реконструкций на основе анализа данных осадочных разрезов является построение надежных возрастных межедей. Для определения возраста отложений голоцена наиболее распространенным является радиоуглеродное датирование методом ускорительной масс-спектрометрии. Однако применение данного метода для осадков Балтийского моря представляет собой сложную задачу, к решению

которой пока не выработано единого подхода (Andren et al., 2020), поэтому стоит рассмотреть данный вопрос подробнее. К тому же, из-за высокой степени неоднородности среды Балтийского моря некорректно напрямую переносить подход, использованный при построении хронологии колонок, полученных в других районах моря (Lougheed et al., 2013).

Из-за дефицита карбонатных останков в пробах Балтийского для датирования выбирают валовый осадок с содержанием органического углерода более 2%. Однако датирование данного материала осложнено множеством источников ошибок, например, загрязнением более «старым» повторновзвешенным материалом, вдольсклоновым перемещением и переотложением материала, неизвестным соотношением углерода морского и наземного происхождения (Zillen et al., 2012; Lougheed et al., 2013; Lougheed et al., 2017; Andren et al., 2020). Более того, в Балтийском море резервуарный эффект характеризуется высокой пространственной изменчивостью, что обуславливает еще большую неоднозначность в построение возрастных моделей, основанных на радиоуглеродных датировках (Olsen et al. 2009; Lougheed et al., 2013, 2017). Таким образом, в литературе можно встретить различные подходы к хронологии осадочных разрезов в зависимости от местонахождения керна, некоторые авторы даже решают вообще не калибровать УМС датировки (например, Moros et al., 2002). При поиске соответствующего подхода в данной работе были опробованы несколько схем построения хронологии.

Поскольку в исследованиях, основанных на анализе отложений Балтийского моря, используют разные калибровочные кривые (морская (MARINE20), учитывающая стандартный резервуарный возраст 550 лет, наземная (IntCal20) и смешанная (mixed Marine & NH Atmosphere)) была применена каждая из них. Для смешанной кривой было принято следующее соотношение: 30% углерода наземного происхождения и 70% — морского, аналогично подходу, примененному для западной части Готландского бассейна (Andren et al., 2020). Дополнительную неопределенность внес неизвестный локальный резервуарный эффект для

района отбора исследуемого разреза, который в опубликованных источниках варьирует как в пространстве, так и по глубине разрезов в широком диапазоне от 170 до 1200 лет (Hedenström and Possnert, 2001; Lougheed et al., 2013; 2017). Ввиду вышеупомянутого, были опробованы разные значения из базы данных для коррекции датировок морских отложений относительно резервуарного эффекта — Calib 8.2 Marine Reservoir Correction Database (Reimer et al., 2020). Например, было применено автоматически рассчитанное в данной базе средневзвешенное значение резервуарного эффекта для десяти ближайших точек (Lougheed et al., 2013), а также резервуарные эффекты 620 и 1200 лет, которые были использованы в исследовании Lougheed et al. (2017). Однако применение обеих калибровочных кривых, морской и смешанной, а также вышеупомянутых дополнительных резервуарных эффектов приводило либо к завышенным, слишком «старым», датировкам, либо к ошибкам калибровки для верхних горизонтов.

Таким образом, морская и смешанная кривые оказались неприменимы к датированию именно валового осадка Балтийского моря, несмотря на то что, по крайней мере, часть органического вещества в отложениях имеет морское (планктонное) происхождение. Однако данный планктон находился в равновесии с относительно молодым атмосферным ^{14}C в поверхностном слое воды, поэтому морская калибровочная кривая, учитывающая “старение” вод ввиду медленной циркуляции океанов, не является необходимой в относительно мелководном Балтийском море. Речной сток, поступающий в поверхностный слой Балтийского моря, также уравновешен относительно молодым атмосферным ^{14}C (Lougheed et al., 2013). Кроме того, осадочный материал в прибрежных районах и шельфовых морях может быть загрязнен наземными источниками углерода разного возраста. Таким образом, для валовых отложений Балтийского моря наиболее применима калибровка радиоуглеродных дат с использованием наземной кривой (IntCal), дополнительно учитывая различные специфические локальные резервуарные эффекты (например, Andren et al., 2000; Virtasalo et al., 2011; 2014; Lougheed et al., 2017; van Wirdum et al., 2019; Ryabchuk et al., 2021).

Полученные УМС датировки, особенно близкие к верхней части осадочных разрезов, демонстрировали явно слишком завышенные результаты (Таблица 4.1), что также привело бы к существенному занижению расчетных скоростей осадконакопления. Согласно литологии колонок и полученным датировкам, обе колонки представляют собой ненарушенные осадочные секции, характеризующиеся непрерывным осадконакоплением и отсутствием перерывов. Ввиду отсутствия единого подхода к калибровке результатов датирования валовых отложений Балтийского моря, а также к построению возрастных моделей на их основе (Andren et al., 2020), в данной работе был применен комбинированный подход, совмещающий методы (Virtasalo et al., 2011; Mendes et al., 2020) и состоящий из нескольких шагов. Шаг 1 — Ввиду наличия неповрежденного верхнего слоя осадков в короткой осадочной колонке (АБП-44037) можно полагать, что возраст поверхностных осадков колонки соответствует году отбора — 2018 г. н.э. (–68 кал. л. н.). Таким образом, разница в возрасте между самой верхней (на глубине 5–6 см) датировкой осадков МГГТ и датой отбора колонок (–68 кал.л. н.) принята как локальный резервуарный эффект (аналогично Virtasalo et al., 2011). Шаг 2 — Параллельно была применена валидация нуля, описанная в Mendes et al. (2020). Методом линейной регрессии две самые верхние калиброванные датировки были экстраполированы вверх по разрезу, и полученный возраст верхнего горизонта был сопоставлен с фактическим возрастом поверхностных отложений (–68 кал. л. н.). Полученная разница в возрасте была принята как локальный резервуарный эффект. Валидация нуля проведена двумя способами: для МГГТ отдельно и для совмещенного разреза АБП-44035 (УГТ) и АБП-44037 (МГГТ). Две колонки были объединены в единый разрез на основе полученных УМС датировок. Согласно корреляции, у колонки УГТ АБП-44035 отсутствуют верхние 3 сантиметра, которые были размывы во время подъема колонки. Шаг 3 — Так как полученные разными способами (Шаг 1 и Шаг 2) локальные резервуарные эффекты оказались сопоставимы (1615 и 1618 лет соответственно), поправка в 1600 лет была вычтена из УМС датировок. Результирующая возрастная модель совмещенной секции (АБП-44035 и АБП-

44037) охватывает временной интервал с ок. 7,1 тыс. кал. л. н. (на глубине 401 см) до года отбора колонок –68 кал. л. н. (Рисунок ФФ). Скорость осадконакопления объединенного разреза отложений варьировала от 0.3 до 1.5 мм/год, уменьшаясь вниз по разрезу.

Таблица 4.1. Результаты радиоуглеродного датирования отложений колонок, отобранных в Готландском бассейне, с применением программы Calib 8.2, калибровочной кривой для наземных отложений IntCal20 (Reimer et al., 2020)

Лабораторный код	Глубина, см	Материал	¹⁴ C возраст	Ошибка ±	Калиброванный возраст медиана, кал. л. н.
<i>АБП-44037</i>					
Poz-110593	5–6	Валовый осадок	1750	30	1640
Poz-110594	33–34	Валовый осадок	2110	30	2073
<i>АБП-44035</i>					
Poz-110589	7–8	Валовый осадок	1780	30	1656
Poz-144792	70–71	Валовый осадок	3195	35	3415
Poz-110590	226–227	Валовый осадок	3965	35	4434
Poz-144791	310–311	Валовый осадок	5040	35	5814
Poz-110592	391–392	Валовый осадок	7580	50	8386

Вентиляция придонного слоя воды в районе отбора осадочного разреза

Отличительной особенностью изученного разреза отложений является отсутствие интервалов слоистых осадков (за исключением самых верхних 2 см), которые присутствуют в других колонках, полученных в глубоководных районах Восточного Готландского бассейна (Рисунок 4.3). Данные интервалы сформированы под влиянием периодически повторяющихся условий гипоксии придонных вод.

Однородность осадков изученной колонки отражает условия насыщения кислородом придонного слоя воды в изучаемом районе в период накопления осадков. Поэтому следует обсудить механизмы вентиляции придонных вод в Восточном Готландском бассейне. Наиболее важными процессами для вентиляции придонных вод в месте отбора осадочной колонки можно считать следующие: большие балтийские затоки; затоки малого и среднего объема; внутривихревые интрузии; конвекция (Meier et al., 2006; Reissmann et al., 2009). Кроме того, вклад в диапикнальное перемешивание в зонах постоянного галоклина могли вносить обрушения внутренних волн и мезомасштабные вихри.

Большие балтийские затоки, переносящие соленую и насыщенную кислородом воду в Балтийское море, большинством авторов рассматриваются как основной механизм обновления глубинного слоя воды, расположенного ниже галоклина (Matthäus and Franck, 1992; Meier et al., 2006; Reissmann et al., 2009b; Mohrholz et al., 2015; Sommer et al., 2017; Mohrholz, 2018). Спорадические большие балтийские затоки (так называемые баротропные затоки) возникают под воздействием устойчивых сильных западных ветров (обычно в зимнее полугодие), которым предшествуют сильные восточные ветры продолжительностью около 20 дней. Большие затоки достигают Готландского бассейна в течение трех месяцев после проникновения в Датские проливы; они способны “улучшить” кислородный режим ниже галоклина на срок до пяти месяцев. Отсутствие больших затоков обуславливает периоды стагнации, характеризующиеся уменьшением содержания кислорода и увеличением

концентрации сероводорода в самых глубоких районах Балтийского моря (Meier et al., 2006; Reissmann et al., 2009).

Затоки малого и среднего объема (бароклинные), обусловленные градиентом давления в штилевой период (повторяющиеся иногда несколько раз за сезон), поставляют обедненную кислородом воду и лишь незначительно влияют на солевой баланс придонных вод (Meier et al., 2006; Mohrholz et al., 2006; Reissmann et al., 2009). Несмотря на относительно низкое изначальное содержание кислорода в поступающих водах, малые затоки важны для вентиляции промежуточных водных слоев под галоклином, осуществляемой за счет вовлечения (entrainment) или захвата из слоя, расположенного над галоклином, окружающих менее соленых вод с более высоким содержанием кислорода и дальнейшей их транспортировки (Meier et al., 2006). Когда плотность вод затоков приходит в равновесие с плотностью окружающей воды, интрузивные воды распространяются далее на глубине равной плотности с окружающими водными массами и вентилируют их (т.н. внутриводоклинные интрузии). В Готландском бассейне соленые воды интрузий распространяются преимущественно на глубине 80–130 м (Elken, 1996; Meier and Kauker, 2003).

В зимний период охлаждение поверхности моря определяет неустойчивую стратификацию водной толщи, инициирующую конвекцию, приводящую к смешению насыщенных кислородом вод с поверхностью галоклина, в то время как летом галоклин защищен от эрозии и размыва сезонным термоклином. В условиях дефицита латеральных затоков вентиляция слоя воды, залегающего ниже галоклина осуществляется в основном за счет зимней конвекции. Максимальная глубина, на которую распространяется поверхностное перемешивание, зависит от метеорологических условий и вертикального градиента плотности у поверхности галоклина (Meier et al., 2006; Reissmann et al., 2009). Дополнительным фактором, способствующим улучшению кислородного режима в районе исследования в периоды стагнации, может быть ослабление и заглупление галоклина (Laine et al., 1997). По данным (Kouts and Omstedt, 1993)

глубина галоклина в Восточном Готландском бассейне колеблется от 65 до более чем 90 м. Кроме того, Moros с соавторами (Moros et al., 2020) предложили альтернативный (по сравнению с большими затоками) механизм, который может способствовать вентиляции придонных вод Балтийского моря. Авторы полагают, что в периоды похолодания климата (такие как малый ледниковый период) «образование глубинных вод», являющееся результатом тепловой конвекции и последующего латерального распространения этих холодных, насыщенных кислородом вод, могло способствовать вентиляции глубоких слоев вод бассейнов центральной части Балтийского моря. В настоящее время распространение данного процесса ограничивается северными бассейнами моря в зимнее время.

Основными процессам вентиляции придонных вод в районе отбора колонки является перемешивание воды в Слупском желобе, вовлечение (entrainment) этих масс воды сквозь пикноклин, обеспечивающее обмен свойствами распространяющихся из западной части моря вод с окружающими богатыми кислородом водами, и их дальнейшее перемещение в виде внутриводных интрузий (Meier et al., 2006). В подтверждение последнего утверждения выступает тот факт, что придонные воды Слупского желоба почти всегда насыщены кислородом, в то время как на тех же глубинах в Борнхольмском бассейне отмечена слабая вентиляция масс воды (Feistel et al., 2006; Meier et al., 2006; Reissmann et al., 2009). Плотная насыщенная кислородом вода из Слупского желоба поступает далее в восточную часть Готландского бассейна; эти частые, но непостоянные и прерывистые интрузии происходят даже в период стагнации (Zhurbas and Paaka, 1997; 1999; Meier et al., 2006). Вентиляция глубоководного слоя характеризуется различными временными масштабами: в отличие от относительно кратковременного и спорадического, но обильного поступления кислорода во время больших затоков, интрузии и конвективное перемешивание носят достаточно устойчивый и частый характер, но медленно насыщают кислородом воды, залегающие ниже галоклина. Следует отметить, что все рассмотренные выше процессы, за исключением больших затоков, способны повышать содержание кислорода в глубоких слоях воды, но не соленость.

Изменение океанологических условий в Восточном Готландском бассейне в течение последних 7 тысяч лет

Результаты настоящего исследования обсуждаются в рамках следующих известных климатических событий голоцена: климатический оптимум голоцена (ГКО) с 8.0–4.0 тыс. кал. л. н.; римский климатический оптимум (РКО) ок. 2.25–1.55 тыс. кал. л. н.; темные века (ТВ) ок. 1.55–1.15 тыс. кал. л. н.; средневековый климатический оптимум (СКО) с 1.0–0.6 тыс. кал. л. н.; малый ледниковый период (МЛП) ок. 0,6–0,1 тыс. кал. л. н.; современное потепление (СП) с 0.1 тыс. кал. л. н. до настоящего времени (Zillén et al., 2008; Kabel et al., 2012; Jilbert and Slomp, 2013; Vinczewska et al., 2018). Однако региональные палеоклиматические сигналы не всегда строго соответствуют указанным выше временным рамкам. Полученные данные сопоставлены с событиями Бонда (Bond et al., 1997), характеризующимися 1470 ± 500 -летней цикличностью, которые ответственны за резкие похолодания климата в голоцене. Кроме того, изменения Североатлантического колебания (САК) в течение последних 5.0 тыс. л. (Cook et al., 2002; Luterbacher et al., 2002; Trouet et al., 2009; Olsen et al., 2012; Schimanke et al., 2012) рассматривается как одна из движущих сил, управляющих водообменом между Северным и Балтийским морями (Hänninen et al. 2000; Zorita и Laine, 2000; Meier and Kauker, 2003). «Положительная» фаза САК обуславливает преобладание западных ветров, способствующих поступлению соленых североморских вод в Балтийское море, в свою очередь «отрицательная» фаза САК приводит к снижению солености придонных вод ввиду ослабления западных ветров (Alheit and Hagen, 1997; Harff et al., 2011). В распределении микропалеонтологических и геохимических данных вдоль осадочного разреза можно выделить два основных периода различных условий осадконакопления в Восточном Готландском Бассейне: 7.0–3.2 тыс. кал. л. н. (ранняя и средняя литориновые стадии); последние 3.2 кал. тыс. л. (поздняя литориновая стадия).

Ранняя и средняя литориновые стадии (ок. 7.0–3.2 тыс. кал. л. н.)

Первый интервал практически совпадает с ГКО и представляет постепенный переход от пресной к солоноватоводной среде в условиях потепления климата. Данные палеоэкологические условия отражены в составе бентосной фауны и увеличении содержания органического вещества в осадках.

Проникновение вод Северного моря в Балтийское море в процессе литориновой трансгрессии привело к постепенному увеличению солености бассейна и последующему развитию солоноватых условий (Andrén et al., 2000). Соединение между морями восстановилось в результате взаимодействия разнонаправленных процессов — изостатического опускания порогов и эвстатического роста уровня моря (Sohlenius et al., 2001). Наличие раковин *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* в нижней части осадочного разреза (Рисунок 5) позволяет сделать вывод, что соленость придонного слоя воды в момент осадконакопления (ок. 6.9 тыс. кал. л. н.) была выше 12 ‰ (Lutze, 1965; Frenzel et al., 2005). В опубликованных данных реконструкций условий среды Балтийского моря указано сопоставимое время первого появления карбонатных бентосных фораминифер в осадках разрезов, указывающего на повторяющиеся заливы соленой воды: напр. 6.9 тыс. кал. л. н. в Борнхольмском бассейне (Binczewska et al., 2018); 7.1 тыс. кал. л. н. в Западном Готландском бассейне (van Wirdum et al., 2019); 7.2 тыс. кал. л. н. в северной части Балтийского моря (Häusler et al., 2017).

Начало ГКО (7.0–6.5 тыс. кал. л. н.) характеризуется быстрым увеличением содержания органического вещества (повышение значений Сор_г и ППП) в изученных осадках Восточного Готландского бассейна (Рисунок 4.5) отражающим увеличение первичной продуктивности. Последнее, вероятно, являлось результатом воздействия сочетания факторов. После литориновой трансгрессии увеличение общей солености привело к массовой флокуляции взвешенных глинистых частиц и их последующему осаждению и захоронению в осадках. Уменьшение содержания твердых частиц во взвеси привело к увеличению глубины Секки (толщины фотического слоя), способствующему

увеличению продукции органического вещества в верхних слоях водной толщи (Winterhalter, 1992). Более того, поступление морской воды, обогащенной фосфором (Bianchi et al., 2000), увеличило доступность фосфора для биологических процессов и привело к увеличению первичной продуктивности (van Wirdum et al., 2019). Потепление климата в начале ГКО (Seppä et al., 2005; Renssen et al., 2012) выступило дополнительным фактором увеличения первичной продукции. По данным (van Wirdum et al., 2019) в это время в Западном Готландском бассейне реконструировано увеличение продуктивности диатомей.

Вышеупомянутый период гипоксии не нашел отражения в литологии изученной осадочной колонки. Однородные оливковые и серые илы указывают на насыщение кислородом придонного слоя воды (или, по крайней мере, отсутствие бескислородных условий) в районе отбора колонки. Гипоксические/бескислородные условия, установившиеся в самых глубоких районах Готландского бассейна и обуславливающие отложение слоистых осадков, вероятно, не затронули более мелководные районы, такие как место отбора колонки (117 м). Постоянно низкое отношение Mn/Fe по всему разрезу колонки указывает на присутствие кислорода в придонном слое воды во время осадконакопления и отсутствие фракционирования элементов (Marsh et al., 2007). Повышенное содержание Mn и соотношение Mn/Ti в интервале 7.1–5.4 тыс. лет н. э. могут быть результатом осаждения растворенного Mn, поступающего из более глубоких районов моря, затронутых гипоксией (Lepland and Stevens, 1998; Lenz et al., 2015). В глубоководных районах в выраженных бескислородных условиях марганец вымывается (диффундирует) из осадков, и придонные воды обогащаются растворенным марганцем. Впоследствии избыток растворенного Mn распространяется выше в открытую водную толщу и окисляется над редоксклином с образованием твердых оксидов Mn, которые выпадают в осадок на склоне бассейна (Huckriede and Meischner, 1996).

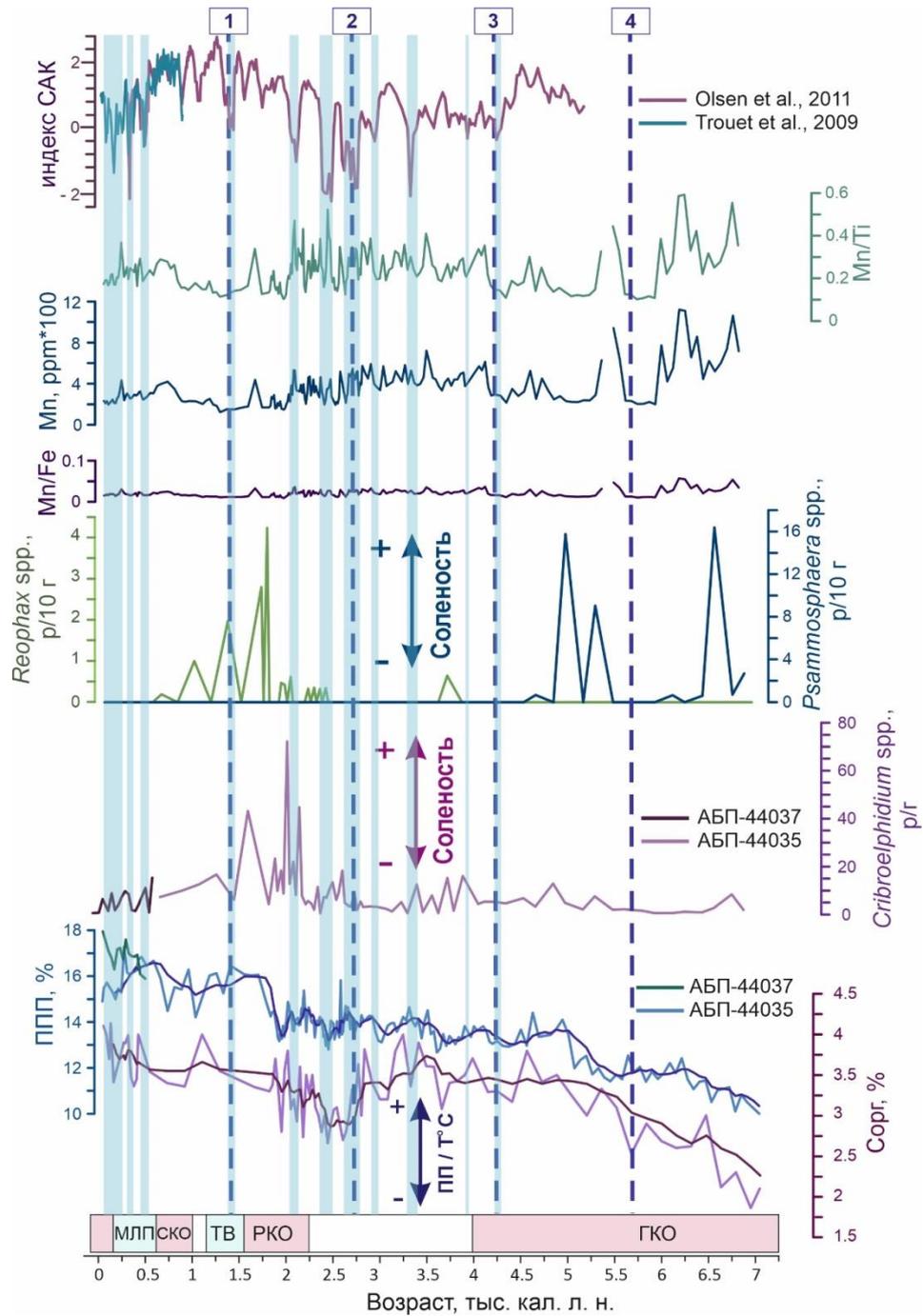


Рисунок 4.5. Распределения геохимических и микропалеонтологических данных, объединенные для двух колонок (АБП-44035 и АБП-44037). Холодные события Бонда отмечены вертикальными синими пунктирными линиями. Климатические события голоцена: ГКО — голоценовый климатический оптимум; РКО — римский климатический оптимум; ТВ — темные века; СКО — средневековый климатический оптимум; МЛП — малый ледниковый период. Изменение индекса САК в течение последних 5 тыс. кал. л. отмечено на верхней панели. Сокращения: ПП — первичная продукция, ППП — потери при прокаливании.

Низкие концентрации раковин *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* в осадках в интервале 6.8–5.6 тыс. кал. л. н. отражают постепенный переход от пресной к солоноватоводной среде. В данный временной интервал низкая повторяемость затоков североморских вод была реконструирована даже в Борнхольмской котловине, расположенной в гораздо большей близости к источнику затоков — Датским проливам (Vinczewska et al., 2018). В последующем интервале (5.6–3.2 тыс. кал. л. н.) концентрация раковин *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* в осадках умеренно возрастает, указывая на незначительное влияние соленых вод в районе отбора колонки. На фоне общих значений отмечены два коротких интервала повышенных концентраций раковин *Elphidium (Cribroelphidium) spp.*: 5.3–4.8 и 3.9–3.4 тыс. кал. л. н., отражающих более частые затоки соленых вод в данные временные периоды. В интервале ок. 6.0–3.0 тыс. кал. л. н. периоды интенсификации затоков в Борнхольмском бассейне были реконструированы, исходя из повышенных концентраций карбонатных бентосных фораминифер (Vinczewska et al., 2018). Согласно реконструкции индекса САК (Olsen et al., 2012), вышеупомянутые периоды соответствуют усилению положительного индекса (рис. 5), что обуславливает доминирование над регионом западных ветров, направляющих соленые воды Северного моря в сторону Балтийского моря (Trouet et al., 2009).

На всем протяжении ранней и средней литориновых стадий (6.9–3.2 тыс. кал. л. н.) агглютинированные фораминиферы были представлены исключительно особями рода *Psammospaera* (Рисунок 4.5), за исключением единичного появления раковин *Reophax spp* около 3.9 тыс. кал. л. н. Вполне возможно, что более сложные многокамерные раковины фораминифер были разрушены в результате уплотнения осадков. Исчезновение хрупких агглютинированных раковин вниз по разрезу было отмечено также в работах Brodniewicz (1965) и Vinczewska et al. (2018). Еще одной причиной отсутствия особей вида *Reophax* может быть недостаточная соленость из-за все еще слабого влияния североморских вод на относительно мелководный район отбора колонки. По

данным Murray (1991) и Frenzel et al. (2005) комплексы, включающие виды этого рода, в Балтийском море распространены в водах с соленостью выше 13 пс.

Повышенное содержание органического вещества в интервале 6.5–3.2 тыс. кал. л. н. указывает на усиление первичной продукции в условиях более теплого климата во время ГКО. Дополнительным фактором, способствующим сохранению органического вещества в осадках, может быть стратификация водной толщи в результате проникновения соленых вод Северного моря через Датские проливы (Zillén et al., 2008; Carstensen et al., 2014). На фоне общего восходящего тренда холодные события Бонда 4 и 3 (Bond et al., 1997) нашли отражение в снижении содержания Сорг и значений ППП в интервалах 5.8–5.5 и 4.4–4.1 тыс. кал. л. н. соответственно.

Поздняя литориновая стадия (3.2 тыс. кал. л. н. – настоящее время)

Второй интервал характеризуется изменением окружающей среды во время перехода от более холодного климата после окончания ГКО к современным теплым условиям. После 2.2 тыс. кал. л. н. отмечено увеличение активности затоков, сопровождающееся выраженным положительным режимом САК (Cook et al., 2002; Luterbacher et al., 2002; Trouet et al., 2009; Olsen et al., 2012; Schimanke et al., 2002; др., 2012, Рисунок 5).

После окончания ГКО относительно низкое содержание органического вещества в осадках наблюдается в пределах интервала, соответствующего возрасту 3.2–2.2 тыс. кал. л. н., отражая снижение первичной продукции в результате похолодания климата (Рисунок 4.5). Формирование однородных или слабослоистых осадочных толщ с низким содержанием органики в этот период было отмечено в осадочных разрезах других бассейнов Балтийского моря (Zillén et al., 2008; Häusler et al., 2017; Binczewska et al., 2018; van Wirdum et al., 2019). В Восточном Готландском бассейне эти условия приурочены к улучшению вентиляции придонного слоя воды, которой способствовало снижение частоты затоков и сопутствующее ослабление галоклина (Gustafsson and Westman, 2002;

Emeis et al., 2003; Häusler et al., 2017). Резкое снижение содержания органического вещества после 2.8 тыс. кал. л. н. связано с периодом похолодания климата в Североатлантическом регионе, известным как холодное событие Бонда 2 (Bond et al., 1997).

Концентрации раковин рода *Elphidium* (*Cribrøelphidium*) остаются низкими до 2.6 тыс. кал. л. н., когда наблюдается умеренный пик, вероятно, соответствующий короткому периоду более высокой повторяемости затоков. В следующем интервале (2.6–2.3 тыс. кал. л. н.) концентрации раковин снова уменьшаются (Рисунок 5). Такое распределение фораминифер, наряду с практически полным отсутствием раковин *Reophax* spp, отражает низкую соленость придонного слоя воды, обусловленную снижением частоты затоков. Реконструкция индекса САК показала умеренно высокие значения около 2.6 тыс. кал. л. н., за которыми следовало резкое снижением показателя до отрицательных значений, продолжавшееся до 2.3 тыс. кал. л. н. (Olsen et al., 2012). Такое изменение значения индекса с положительного на резко отрицательное является причиной преобладания восточных ветров в Балтийском регионе и меньшей частоты затоков (Harff et al., 2011). По данным Zillen et al. (2008) в интервале 4.0–2.0 тыс. кал. л. н. придонные воды были хорошо насыщены кислородом ввиду слабой стратификации в результате стабилизации уровня моря и снижения солености после обмеления Датских проливов и уменьшения количества затоков.

В пределах РКО (2.2–1.6 тыс. кал. л. н.) содержание органического вещества в осадках постепенно растет (Рисунок 4.5), отражая усиление первичной продукции, вызванное потеплением климата. Многие реконструкции показывают аномально теплый климат в Балтийском регионе (Mann, 2007; Seppä et al., 2015) и широко распространенные гипоксические условия в придонном слое воды (Zillén et al., 2008; van Wirdum et al., 2019) в этот период, наступления максимальных температур указано около 2 тыс. кал. л. н. (Mann, 2007). Резкое увеличение концентрации бентосных фораминифер отмечено 2.1 тыс. кал. л. н., при этом максимальное значение приходится на время 2.0 тыс. кал. л. н., свидетельствуя о

выраженном влиянии североморских вод на район исследований в данный период. Одновременно количество агглютинированных раковин *Reophax* spp. достигло наивысших концентраций. Два вышеупомянутых пика в распределении карбонатных фораминифер соответствуют высоким положительным значениям индекса САК (Olsen et al., 2012; Рисунок 4.5), которые обусловили режим атмосферной циркуляции благоприятный для интенсификации проникновения североморских вод в Балтийское море. В Борнхольмском бассейне (Binczewska et al., 2018) повышение солености придонных вод реконструировано после 2.3 тыс. кал. л. н., что хорошо согласуется с результатами данного исследования. Стоит отметить отсутствие тонкой четкой слоистости в изучаемой колонке осадков, несмотря на частые затоки, которые, как известно, обычно приводят к более сильной стратификации и последующему дефициту кислорода в придонном слое воды (Zillen et al., 2008; Carstensen et al., 2014). В распределении химических элементов также отсутствуют признаки гипоксии: постоянно низкое соотношение Mn/Fe и низкое содержание Mn. Последнее можно объяснить постоянным присутствием кислорода в придонном слое воды, поскольку место отбора колонки располагалось выше уровня распространения гипоксических вод.

После окончания РКО умеренное снижение содержания органического вещества заметно на общем тренде увеличивающихся значений по направлению к СП (Рисунок 4.5). Низкое содержание органики указывает на уменьшение первичной продуктивности, соответствующее периоду ТВ. Уменьшение содержания органики из-за похолодания климата в этот период было отмечено и в других колонках, отобранных в Готландском бассейне (например, Häusler et al., 2017). Холодное событие Бонда 1 (около 1.6–1.4 тыс. кал. л. н.), отражающее общее похолодание в Европе (Bond et al., 1997), не выражено четко в распределении органического вещества в изученном разрезе. В начале ТВ (1.6–1.4 кал. тыс. л. н.) концентрации раковин *Elphidium* (*Cribrorophidium*) spp. и *Reophax* spp в осадках резко падают по сравнению с периодом РКО, указывая на снижение придонной солености в Восточном Готландском бассейне. В этот временной промежуток была реконструирована умеренно отрицательная интрузия в

распределение значений индекса САК (Olsen et al., 2012; Рисунок 4.5). Реконструкция Gustafsson и Westman (2002) также показывает снижение солености Балтийского моря после 2 тыс. кал. л. н. Однако все еще повышенные концентрации бентосных фораминифер (около 1.3 тыс. кал. л. н.) предполагают незначительное влияние соленых североморских вод на участке отбора колонки, что, вероятно, связано с резко положительным индексом САК в данное время.

После окончания ТВ содержание органического вещества в осадках демонстрирует умеренный рост, отражающий повышенное поступление органического вещества, обусловленное увеличением первичной продуктивности (Рисунок 4.5). Последнее стало результатом более теплого климата, вероятно, связанного с чрезвычайно положительной фазой САК в это время, соответствующей более мягким зимам в Европе (Harff et al., 2011; Schimanke et al., 2012; Carstensen et al., 2014; Häusler et al., 2017). Во время СКО в Балтийском море были реконструированы широко распространенные условия гипоксии придонного слоя воды (Zillén et al., 2008; Conley et al., 2009; Kabel et al., 2012; Jilbert and Slomp, 2013; Carstensen et al., 2014; Häusler et al., 2013; Carstensen et al., 2014; Häusler et al., 2012; др., 2017). Снижение концентрации кислорода может быть обусловлено сочетанием факторов: более высокими температурами, стратификацией в результате интенсификации затоков и повышения солености придонных вод, а также усилением антропогенной нагрузки. Низкие концентрации бентосных фораминифер в осадках изучаемой колонки свидетельствуют о незначительном влиянии затоков вод Северного моря в район отбора колонки во время СКО. Аналогичные результаты были получены другими авторами (Kotilainen et al., 2014; Häusler et al., 2017), которые также не отметили интенсификации затоков в Готландском бассейне в данный период. Однако в Борнхольмском бассейне результаты реконструкции показали высокую повторяемость затоков (Binczewska et al., 2018). Как было выявлено Zorita and Laine (2000), намного более сильные, чем обычно, западные ветры приводят к более низкой, чем обычно, солености в Балтийском море: аномально сильное касательное напряжения ветра уравнивается аномальным баротропным

градиентом давления, который препятствует поступлению соленой воды через проливы (Schrum, 2001). Возможно, очень сильная положительная фаза САК ответственна за чрезвычайно сильные западные ветры и, как следствие, относительно слабые затоки, объема которых недостаточно для достижения Готландского бассейна.

При переходе от СКО к МЛП снижение содержания органического вещества в осадках отражает более низкую первичную продуктивность в ответ на более холодные климатические условия (Zillen et al., 2008; Kabel et al., 2012; Häusler et al., 2017). По мере приближения к СП содержание органического вещества в отложениях увеличивается, достигая максимальных значений ближе к вершине осадочного разреза. Накопление слоистых отложений в самом верхнем горизонте (с 25 кал. л. н. и по настоящее время) изученной колонки указывает на осадконакопление в условиях повторяющейся гипоксии в придонном слое в Готландском бассейне во время СП. Аналогичный режим осадконакопления и дефицит кислорода в придонном слое воды были также реконструированы в глубоких бассейнах Балтийского моря в ряде других исследований (Zillén et al., 2008; Kabel et al., 2012; Häusler et al., 2017; Jensen et al., 2017). Снижение концентрации *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* в отложениях во время МЛП и СП (Рисунок 4.5) указывает на сокращение повторяемости затоков, которое было также выявлено исследованиями в других бассейнах Балтийского моря (Kotilainen et al., 2014; Häusler et al., 2017; Vinczewska et al., 2018). Преимущественно отрицательный индекс САК в этот временной интервал (Trouet et al., 2009; Olsen et al., 2012) стал причиной уменьшения повторяемости западных ветров и последующего снижения поступления соленой воды в Балтийское море. Широкое распространение гипоксии и бескислородных условий в придонном слое современного Балтийского моря, связанное с замедлением обновления придонных вод и, особенно, с потеплением климата, усугублено избыточным поступлением биогенных веществ (фосфатов) антропогенного (индустриального) происхождения (Conley et al., 2009; Carstensen et al., 2014), а также мобилизацией фосфатов, захороненных в осадках, в бескислородных условиях.

Краткие выводы

По данным комплексного анализа осадочного разреза, сформированного в Готландском бассейне, реконструированы условия осадконакопления во время литориновой и постлиториновой стадий и установлена взаимосвязь между интенсивностью затоков и вариациями индекса САК на больших временных масштабах. Содержание ОВ в отложениях увеличивалось в теплые периоды (ГКО, РТП, СКО, СП), отражая увеличение первичной продукции в результате повышения температуры поверхности моря. Несмотря на расположение исследуемого участка ниже галоклина, по данным реконструкции, в теплые периоды признаки гипоксии не выявлены, что может свидетельствовать о вентиляции вод внутривихревыми интрузиями из Слупского желоба. Присутствие раковин *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* в осадочном разрезе около 6.9 тыс. кал. л. н. отражает наличие солоноватоводных условий. Во время ГКО не было выявлено заметного влияния затоков. Относительное увеличение солености придонных вод реконструировано в интервалах 5.3–4.8 и 3.9–3.4 тыс. кал. л. н. Выраженное влияние затоков реконструировано во время РКО (2.1–1.6 тыс. кал. л. н.). В данные периоды преобладала положительная фаза САК, обуславливая преобладание западных ветров и поступление вод Северного моря. Для интервала СКО отмечены низкие концентрации бентосных фораминифер наряду с резко положительными значениями САК, обусловившими аномально сильные западные ветры. Влияние последних было скомпенсировано градиентом давления, препятствовавшим распространению североморской воды в удаленные центральный и восточный районы моря. Изменение фазы САК с положительной на преимущественно отрицательную во время МЛП привело к ослаблению западных ветров и снижению активности затоков во время МЛП и СП.

ГЛАВА 5. ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Водообмен с Северным морем, играющий ключевую роль для осадконакопления Балтийского моря, подвержен значительным вариациям под воздействием изменения атмосферной циркуляции в условиях меняющегося климата. Более того, сложный рельеф дна и морфология Балтийского моря влияют на распространение вод затоков, ограничивая или трансформируя эффект их влияния на формирование осадков. На основе комплексного анализа пяти коротких осадочных колонок, отобранных в Арконском, Борнхольмском, и Гданьском бассейнах (Рисунок 5.1) реконструированы условия осадконакопления в течение последнего тысячелетия в контексте вариаций воздействия САК как во времени, так и в пространстве. Палеоэкологические реконструкции сопоставимых климатических режимов могут служить контекстом для изучения современной эволюции окружающей среды. Таким образом, исследования СКО, интервала теплых условий, сопоставимых с недавним потеплением, могут способствовать глубокому пониманию наблюдаемых изменений среды.

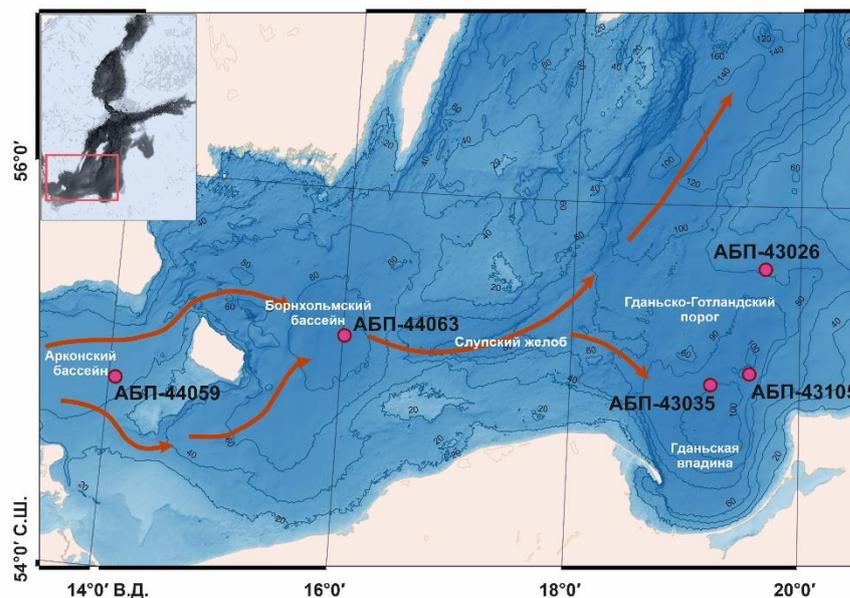


Рисунок 5.1. Карта-схема местоположения отбора коротких осадочных колонок. Красными стрелками указано направление затоков вод Северного моря (на основе компиляции Matthäus, 2006 и Mohrholz et al., 2015).

Литология осадочных разрезов

Осадки колонок из Гданьской впадины, можно разделить на три интервала в соответствии с изменением гранулометрического состава и текстуры отложений: верхний интервал рыхлых, обводненных илстых осадков с отчетливо выраженной слоистостью, покрытых тонким (0,2-1 см) слоем хлопьеобразного наилка; промежуточный интервал гомогенных илов; нижний интервал уплотненных гомогенных илов, переходящих в илстые глины (гиттию) (Рисунок 5.2).

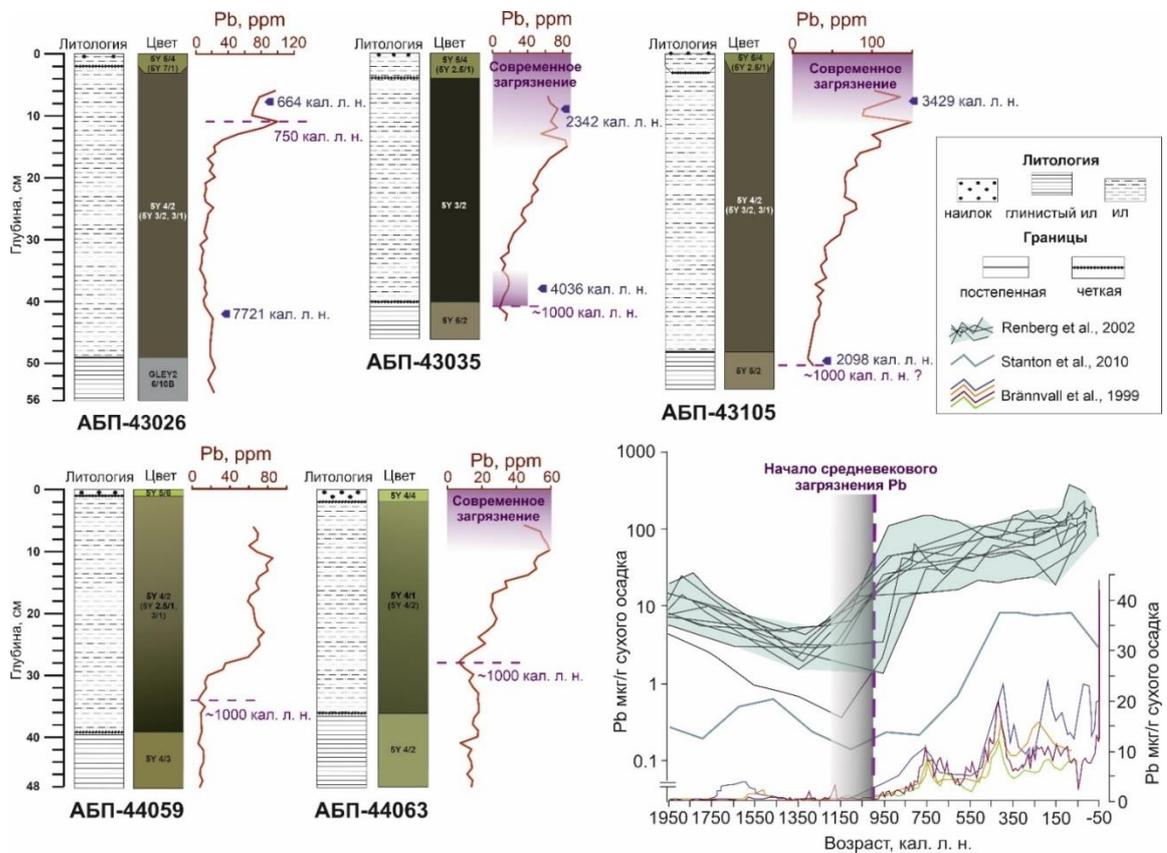


Рисунок 5.2. Литологический состав изученных колонок и распределение концентраций Pb. Цвета обозначены кодами в соответствии с таблицей Munsell Soil Color Chart. Радиоуглеродные датировки обозначены синим цветом, Pb (изохроны) — лиловым. Затененные фиолетовые области на кривых Pb указывают на современное загрязнение Pb и неопределенности в начале средневекового загрязнения Pb. В нижней правой части представлено распределение Pb за последние 2000 лет на основе объединенных данных (Brännvall et al., 1999; Renberg et al., 2002; Stanton et al., 2010).

В колонках, отобранных в Борнхольмской и Арконской впадинах, присутствовали те же горизонты, за исключением верхнего слоистого горизонта. В составе донных отложений колонок преобладают пелитовая и алевроитовая фракции, а содержание песчаного материала (>63 мкм) составляет менее 9%. Верхний горизонт осадков колонки АБП-43026 мощностью 2 см представлен тонкой слоистостью оливкового и светло-серого ила, нижняя граница слоя — постепенная. Поверхность осадков покрыта черным наилком. Следы биотурбации отсутствуют. Нижележащий слой представлен интервалами гомогенных илов оливково-серого и темно серого цветов. Нижняя граница слоя — четкая. В нижней части разреза вскрыт слой серо-голубых глин мощностью 7 см (49–56 см). Содержание СС в осадках колонки варьирует в широких пределах — 7–52% (Рисунок 5.3). В глинах нижнего горизонта содержание СС изменяется довольно резко в пределах 7–27%. Выше по разрезу до 41 см содержание СС стабильно понижено (16–20%). В распределении среднего размера СС отчетливо выделяются два пика (36 и 34 мкм) на глубинах 52–53 и 42–43 см соответственно. На глубине 38–39 см содержание СС резко возрастает до 40% и остается высоким вплоть до поверхности разреза. На общем фоне повышенных значений различим интервал высокого содержания СС (47–52%) на глубине 28–25 см. В данном интервале также отмечены повышенные значения среднего размера СС (27–28 мкм).

В верхнем слое (0–4 см) рыхлых осадков колонки АБП-43035 отмечена слоистость оливкового и темного оливково-серого илов, нижняя граница слоя — постепенная. На поверхности слоя виден черный наиллок. Далее по разрезу (4–40 см) вскрыты темно-оливково-серые гомогенные илы, менее обводненные и, соответственно, более плотные, чем в вышележащем слое, граница слоя — постепенная. Нижний слой осадков (40–46 см) сложен оливково-серым глинистым илом (гиттией). Содержание СС изменяется в довольно узком диапазоне — 13–29%, пониженные концентрации (13–19%) измерены в интервале 18–25 см (Рисунок 5.4). Средний размер СС по всей длине разреза характеризуется относительно низкими значениями (16–20 мкм).

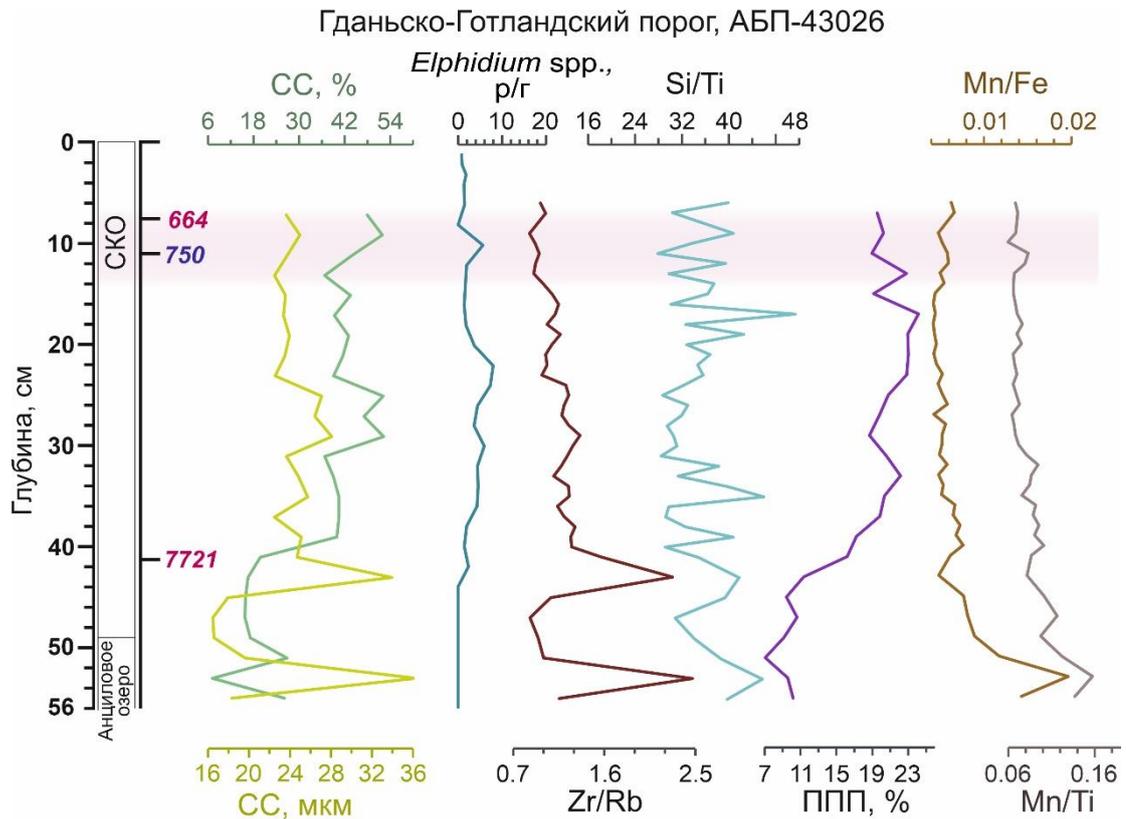


Рисунок 5.3. Распределение геохимических, микропалеонтологических и гранулометрических данных в осадочной колонке, отобранной на Гданьско-Готландском пороге. Теплый период средневекового климатического оптимума (СКО) выделен красным цветом. СС — сортируемый сilt, ППП — потери при прокаливании.

Верхний сантиметр осадков колонки АБП-43105 сильно обводнен и представлен микрослоистостью рыхлых илов оливкового и черного цветов. Нижняя граница слоя — постепенная. В нижележащем слое (1–48 см) гомогенных осадков наблюдается плавный переход вниз по разрезу от оливково-серого ила к черному, нижняя граница слоя — четкая. Нижний горизонт осадков мощностью 6 см представлен сильно уплотненным оливково-серым глинистым илом (гиттией). Содержание СС в осадках нижнего интервала (49–21 см) уменьшается постепенно от 34 до 18% вверх по разрезу (Рисунок 5.4). В вышележащих осадках (21–15 см) содержание СС резко возрастает от 18 до 52% и остается высоким (52–39%) до поверхности разреза. В этом же верхнем интервале (15–7 см) увеличивается и средний размер СС — до 21–27 мкм.

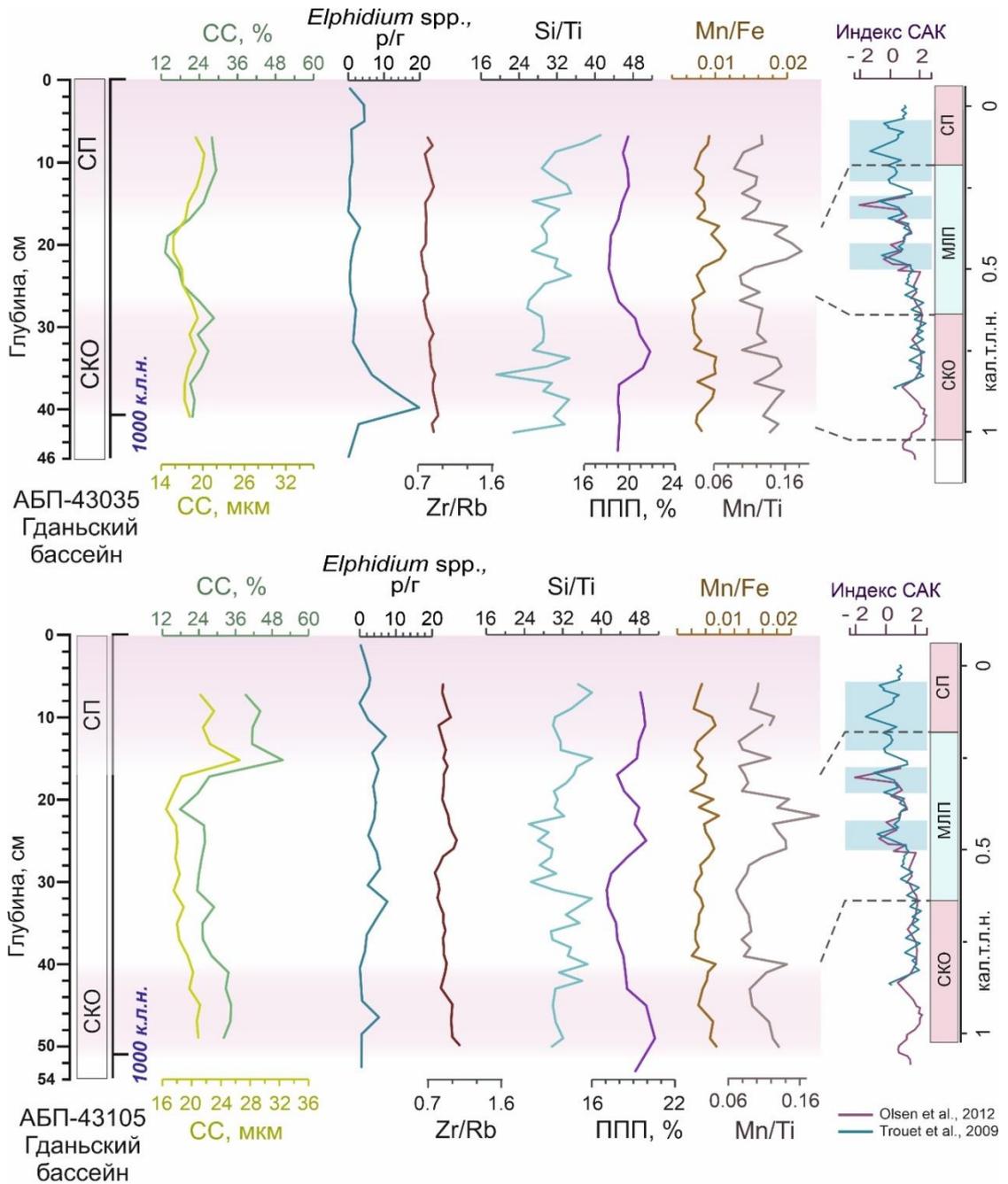


Рисунок 5.4. Распределение геохимических, микропалеонтологических и гранулометрических данных в осадочных колонках, извлеченных в Гданьском бассейне. Периоды потепления выделены красным цветом. Климатические события голоцена отмечены на боковой панели: СКО — средневековый климатический оптимум; МЛП — малый ледниковый период, СП — современное потепление. Сокращения: СС — сортируемый сilt, ППП — потери при прокаливании.

Верхний слой гомогенных осадков колонки АБП-44059 мощностью 39 см сложен илом, постепенно меняющим цвет от оливково-серого до черного. Верхний сантиметр слоя представлен рыхлым оливковым наилком, плотность осадков слоя повышается вниз по разрезу. Нижний горизонт осадков мощностью 9 см представлен более плотным оливково-серым глинистым илом (гиттией). Содержание сортируемого СС в осадках относительно высокое — 42–60% (Рисунок 5.5). Данный показатель изменяется пилообразно, демонстрируя общий восходящий тренд вверх по разрезу, на фоне которого можно выделить интервалы высоких значений на глубинах 45–46 см (56%), 31–32 см (54%), 26–21 см (57–58%), 16–11 (58–60%) и 8–7 см (57%). Распределение среднего размера СС повторяет распределение содержания СС, варьируя в узком диапазоне повышенных значений — 24–27 мкм.

Верхние сантиметры осадков колонки АБП-44063 (0–2 см) представлены сильно обводненным рыхлым оливковым наилком с вкраплениями черного ила. Нижележащий интервал мощностью 34 см представлен оливково-серым и темно-серым илом, обводненным вблизи поверхности. В нижней части разреза вскрыт слой оливково-серого уплотненного глинистого ила (гиттии) мощностью 12 см (36–48 см). Практически по всей длине колонки (48–11 см) содержание СС в осадках относительно низкое и изменяется в узком интервале 16–21% (Рисунок 5.5). На глубине 10 см содержание СС резко возрастает до 26% и остается повышенным до вершины разреза. Распределение значений среднего размера СС повторяет распределение содержания СС, изменяясь в ограниченном диапазоне — 16–21 мкм.

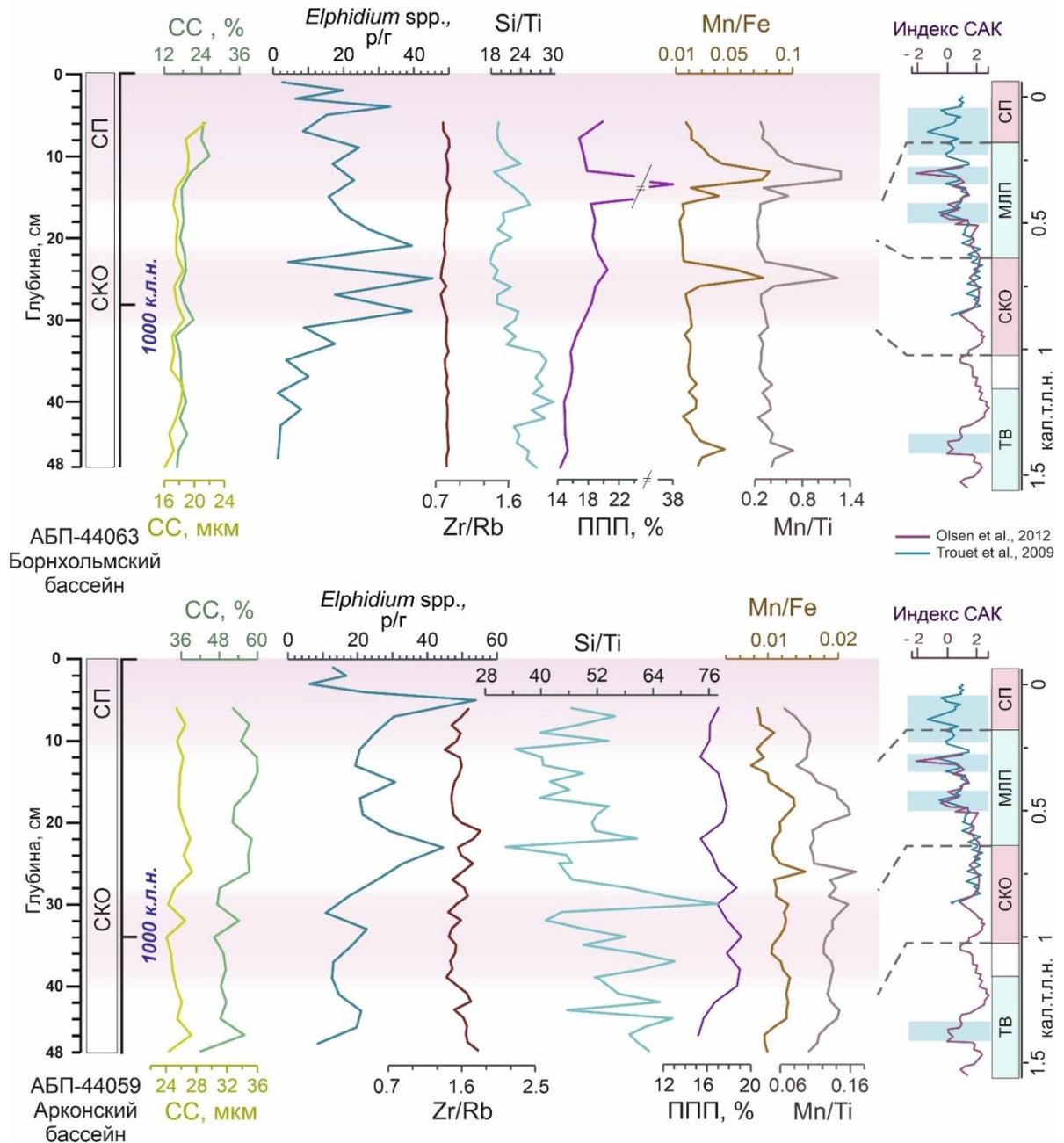


Рисунок 5.5. Распределение геохимических, микропалеонтологических и гранулометрических данных в осадочных колонках, полученных в Арконском и Борнхольмском бассейнах. Периоды потепления выделены красным цветом. Климатические события голоцена отмечены на боковой панели: ТВ — темные века; SKO — средневековый климатический оптимум; МЛП — малый ледниковый период, СП — современное потепление. Сокращения: CC — сортируемый сilt, ППП — потери при прокаливании.

Геохимические характеристики осадочных разрезов

В глинистых осадках нижнего горизонта (56–49 см) колонки АБП-43026 значения ППП относительно низкие — 7–10% (Рисунок 5.3). В вышележащем слое илистых осадков (49–17 см) значения ППП характеризуются устойчивым ростом вверх по разрезу от 9 до 24%, на фоне которого различим интервал пониженных значений (17–21%) на глубине 24–31 см. В вышележащем интервале (17–6 см) значения ППП уменьшаются скачкообразно, с затухающей амплитудой, достигая 19% в вершине разреза.

Концентрация Mn, а также соотношения Mn/Ti и Mn/Fe демонстрируют схожий характер распределения в осадках разреза. Самые высокие значения отмечены в нижней части разреза. Вверх по разрезу значения данных показателей снижаются, и выше 43 см изменяются в узком диапазоне. Соотношение Si/Ti отличается пилообразным характером распределения с большим диапазоном изменения значений. Высокие значения отмечены на глубине 55–50, 45–41, 38–38 и 35–34 см. В интервале 34–31 см значения снижаются, после чего остаются пониженными до глубины 25 см. Выше по разрезу соотношение демонстрирует скачкообразный рост до достижения максимума значения на глубине 17 см, после которого значения резко снижаются (Рисунок 5.3). В вышележащем интервале можно отметить несколько единичных пиков высоких значений: 15–13, 12–11, 9–8 и 6–5 см. Соотношение Zr/Rb в нижней части разреза, до глубины 40 см, повторяет характер распределения соотношения Si/Ti — два интервала повышенных значений отмечены на глубинах 53–52 и 45–41 см. В остальной части разреза соотношение сравнительно понижено и изменяется в узком диапазоне.

В колонке АБП-43035 значения ППП изменяются в узком диапазоне — 18–22% (Рисунок 5.4). В интервалах 37–30 и 17–8 см отмечены относительно высокие значения ППП: 21–22% и 19–20%, соответственно. В осадках колонки АБП-43035 концентрации Mn и соотношения Mn/Ti и Mn/Fe так же, как и в разрезе АБП-43026, характеризуются схожим распределением вдоль разреза.

Высокие концентрации Mn и соотношения Mn/Ti отмечены в нижнем интервале (43–34 см), соотношение Mn/Fe повышено на глубине 39–34 см. В вышележащих осадках, как соотношения, так и концентрация Mn повышены в интервале 22–18 см. Заметно небольшое повышение данных параметров в самой верхней исследованной части разреза. Соотношение Si/Ti резко изменяется вдоль разреза в сравнительно широком диапазоне. Интервалы повышенных относительно общего распределения значений находятся на глубинах 42–37, 35–34 и 25–22 см. Выше 17 см заметен пилообразный рост значений вплоть до достижения максимальной величины в верхнем исследованном горизонте. Соотношение Zr/Rb в нижней части разреза характеризуется высокими значениями, которые скачкообразно снижаются до достижения минимального значения на глубине 21 см. Выше по разрезу можно отметить два пика на глубинах 14–11 и 8–6 см.

Осадки колонки АБП-43105 характеризуются сравнительно высокими значениями ППП (Рисунок 5.4), на фоне которых можно выделить два интервала постепенного снижения значений от 20 до 17% (47–30 см) и от 20 до 18% (23–16 см). В разрезе АБП-43105 распределение соотношения Mn/Fe отличается незначительно от вариаций соотношения Mn/Ti и концентраций Mn, которые практически повторяют графики друг друга. Все показатели характеризуются стабильным распределением, на фоне которого различимы интервалы повышенных значений: 50–47, 42–39, 27–20, 15–14 и 12–10 см. Соотношение Si/Ti характеризуется повышенными значениями в интервалах: 42–32, 17–15 и 9–7 см. Распределение Zr/Rb вдоль разреза можно разделить на три интервала: плавное снижение значений (50–29 см), резкое повышение значений до максимального уровня (29–25 см) и последующее снижение значений, на фоне которого в верхней части разреза (12–10 см) выделяются несколько пиков.

В нижней части седиментационного разреза (48–39 см) АБП-44059 значения ППП увеличивается от 14 до 19% (Рисунок 5.5), после чего колеблется в узком диапазоне (17–19%) до глубины 28 см. В интервале 28–22 см значения ППП постепенно снижаются от 19 до 15%. На глубине 20–14 см наблюдаются

относительно повышенные значения 17–18%, за которыми следует резкое падение до 15% (11–12 см). Выше по разрезу (12–6 см) значения ППП демонстрируют плавный рост от 15 до 17%.

В распределении концентраций Mn и соотношений Mn/Ti и Mn/Fe различимы повышенные значения в интервалах: 44–37, 33–30, 27–26 и 20–17 см. Выше по разрезу значения снижаются, достигая минимальных в вершине разреза. График соотношения Si/Ti изменяется пилообразно, характеризуясь резкими колебаниями в широком диапазоне повышенных значений. Высокие концентрации отмечены в интервалах: 44–37, 31–28, 22–18, 10–9 и 7–6 см. Соотношение Zr/Rb также характеризуется пилообразным ходом графика и относительно высокими значениями. В нижней части колонки (48–39 см) отмечено снижение значений, которое в интервале 39–21 см сменяется ростом. Пики соотношения различимы на глубинах: 48–44, 42–40, 29–27, 25–24, 22–20 и 6–5 см.

В колонке АБП-44063 в интервале 48–24 см наблюдается постепенное повышение значений ППП от 14% до 21% (Рисунок 5.5). Выше по разрезу (24–8 см) наблюдается плавное снижение значений от 21 до 17%, на фоне которого выделяется единичный пик в 37% (13–14) см. В верхнем горизонте 8–6 см отмечается скачкообразный рост ППП от 17 до 20%.

Распределение концентраций Mn и соотношений Mn/Ti и Mn/Fe практически повторяют друг друга по всей длине разреза. На общем фоне изменения в очень узком диапазоне хорошо различимы пики высоких значений в интервалах: 46–45, 26–23, 15–14 и 13–10 см. Соотношение Si/Ti значительно ниже по сравнению с колонкой АБП-44059, также отобранной в западной части Балтийского моря. В распределении данного параметра можно выделить интервалы высоких значений на глубинах: 48–46, 42–34, 16–14 и 11–10 см. Соотношение Zr/Rb также отличается более низкими значениями по сравнению с близлежащей колонкой АБП-44059. В средней части разреза (29–19 см) находится интервал пониженных значений, на фоне которого выделяется единичный пик на

глубине 26–25 см. В верхней части разреза (8–6 см) значения показателя резко падают.

Распределение бентосных фораминифер

Во всех колонках, найденные карбонатные бентосные фораминиферы относились к двум видам рода *Elphidium* — *E. excavatum* и *E. incertum*. Так как оба эти вида указывают на повышение солености придонных вод до 12 ‰ и более, при изложении и обсуждении результатов они были объединены. Кроме того, при подсчете внутренних органических оболочек возможно определить только род растворившейся раковины. Исключение составляет только колонка АБП-44059, в осадках которой были найдены единичные раковины *Gyroidinoides* spp., *Eponides* sp. и *Ammonia* sp.

В осадках колонки АБП-43026 значения концентраций раковин находились в узких пределах 0–8 р/г (Рисунок 5.3). Нижний интервал 56–44 см был лишен фораминифер. В вышележащих осадках концентрация фораминифер ступенчато возрастает, достигая максимального значения 8 р/г на глубине 21–22 см. В начале следующего интервала (22–0 см) концентрация раковин резко снижается до среднего значения для интервала — менее 2 р/г. Исключение составляет единичный пик 6 р/г на глубине 9–10 см.

В осадочной колонке АВР-43035 максимальная концентрация фораминифер (20 р/г) относительно всех колонок, отобранных в Гданьском бассейне, отмечена на глубине 39–40 см (Рисунок 5.4). Выше по разрезу концентрации постепенно снижаются, падая до 1 р/г на глубине 32 см, и находятся в узком диапазоне низких значений 0–5 р/г в остальной части разреза (32–0 см).

В разрезе осадков АБП-43105 график концентрации раковин фораминифер имеет пилообразный характер, значения изменяются в узком диапазоне — 0–8 р/г (Рисунок 5.4). Интервалы, характеризующиеся повышенным содержанием раковин, находились на глубинах 45–46 см (5 р/г) и 34–11 см (2–8 р/г).

В осадках колонки АБП-44059 значения концентраций раковин изменялись в широких пределах — 6–54 р/г (Рисунок 5.5). В нижнем интервале (47–31 см) концентрации раковин сравнительно низкие, однако можно выделить два интервала повышенных значений: 45–42 см (20–21 р/г) и 35–32 см (18–23 р/г). В интервале 30–22 см концентрации раковин скачкообразно возрастают от 11 до 45 р/г и остаются высокими (19–54 р/г) до глубины 4 см. В верхней части разреза (4–0 см) концентрации фораминифер снова снижаются до значений 6–16 р/г.

Распределение раковин в осадках колонки АБП-44063 имеет сходный характер с распределением данного параметра в колонке АБП-44059, однако отличительной особенностью является резкое колебание значений в широком диапазоне (Рисунок 5.5). Так, нижний интервал (47–35 см) характеризуется очень низкими значениями концентраций раковин (1–10 р/г), после чего наблюдается резкий пилообразный рост концентраций до 45 р/г (на глубине 25 см), сменяющийся падением концентраций до 4 р/г (на глубине 23 см). В вышележащих осадках (21–15 см) отмечено снижение концентраций от 39 до 16 р/г, после которого значения остаются сравнительно стабильными (17–25 р/г) до глубины 9 см. Выше по разрезу (6–7 см) значения снова резко снижаются (до 9 р/г), а затем резко возрастают (33 р/г на 4 см), после чего следует скачкообразное снижение значений до 3 р/г в вершине разреза.

В колонках, отобранных в Гданьском и Борнхольмском бассейнах, в поверхностных осадках, зафиксированных Бенгальским розовым, живые особи бентосных фораминифер обнаружены не были. В верхних сантиметрах разрезов преобладали внутренние оболочки раковин, составляя более 90%. Только в колонке АБП-44059, отобранной в Арконском бассейне, были найдены живые фораминиферы в интервале 0–1 см, где их содержание составляло менее 4%.

Геохронология осадочных разрезов

Как уже отмечено ранее в работе, датирование валового материала осадков Балтийского моря связано с разнообразными ошибками, обусловленными

переотложением материала как вниз по склону, так и латеральным; загрязнением более древним повторно взвешенным органическим веществом; высокой изменчивостью локального резервуарного эффекта. В работе Hausler et al. (2018) было показано, что ошибка датирования (завышение возраста) увеличивается в направлении вверх по осадочному разрезу (т. е. чем моложе осадок, тем больше ошибка). Поэтому при датировании валовых осадков Балтийского моря, особенно верхних слоев осадочной толщи (глубиной до 1 метра), все чаще применяют альтернативные методы. Один из наиболее распространенных — определение относительного возраста осадков по данным распределения концентраций Pb вдоль осадочных разрезов (Kabel et al., 2012; Lougheed et al., 2012; 2017; Zillen et al., 2012; Virtasalo et al., 2014; Ryabchuk et al., 2021). Широко известны исторические пики концентрации Pb, обусловленные антропогенным загрязнением, которым присвоены точные календарные возрасты: 1 н.э. (1949 кал. л. н., римский пик); 1200 н.э. (750 кал. л. н., средневековый пик); 1970-е годы (–20 кал. л. н., современное загрязнение) (Renberg et al., 1994; 2000; 2001). Эти пики Pb образуют надежные изохроны, которые можно использовать при датировании отложений Балтийского моря (Zillen et al., 2012).

Однако из-за высокой мозаичности среды Балтийского моря распределение Pb не всегда единообразно от керна к керну, также нет конкретных значений концентраций Pb в отложениях, которые точно соответствуют вышеописанным пикам. Более того, вышеописанные пики не всегда четко распознаваемы во всех разрезах донных отложений (Renberg et al., 2001; 2002; De Vleeschouwer et al., 2009; Stanton et al., 2010; Lougheed et al., 2012). Объединенный график распределения концентраций Pb в донных отложениях озер Балтийского региона (Brännvall et al., 1999; Renberg et al., 2002; Stanton et al., 2010) (Рисунок 5.2) демонстрирует устойчивый рост концентраций Pb, отмечающий начало средневекового загрязнения ~1000 кал. л. н. Более того, как было показано в исследованиях (Renberg et al., 1994; 2000), примерно 1000 кал. л. н. произошло значительное и резкое увеличение концентрации Pb в озерных отложениях, после чего концентрации никогда не возвращались к предыдущим уровням, близким к

фоновым. Таким образом, в данной работе устойчивый непрерывный рост концентрации Pb интерпретирован в качестве точки отсчета для начала средневекового загрязнения ~1000 кал. л. н., аналогично результатам, полученным в других исследованиях Балтийского региона (Renberg et al., 1994; 2001; 2002; Lougheed et al., 2012). Кроме того, распределение значений ППП вдоль осадочных разрезов, отражающее изменения поверхностной продуктивности в разных климатических условиях, использовано в качестве дополнительного критерия при стратиграфическом расчленении осадков. Поскольку дата ~1000 кал. л. н. отмечает переход к более теплomu климату в начале СКО, вышележащие отложения должны демонстрировать увеличение содержания органического вещества.

В изученных колонках литология самых верхних осадков, особенно отобранных в Гданьской котловине, подтверждает наличие ненарушенных поверхностных осадков. Поэтому возраст поверхностного осадка был приравнен к году отбора колонок — 2018 н.э. (–68 кал. л. н.).

Согласно результатам УМС датирования (таблица 5.1), возраст осадков колонки АБП-43026 на глубине 42 см равняется 7721 кал. л. н. В то же время нижележащие осадки (56–49 см) представлены голубовато-серыми глинами с очень низкими значениями ППП и отсутствием бентосных фораминифер. Вместе с вышележащей «древней» датой перечисленные характеристики осадков позволили предположить (следуя, например, Winterhalter, 1992), что нижний интервал был накоплен во время пресноводной стадии Анцилового озера. В вышележащих отложениях (7–8 см) УМС датировка 664 кал. л. н. была получена выше резкого увеличения концентраций Pb на 11 см, которое, таким образом, было сопоставлено со средневековым пиком загрязнения с присвоением возраста 750 кал. л. н. (Рисунок 5.2, 5.3). На основании комбинированных результатов датирования, принимая во внимание относительно «молодую» дату на глубине 8 см и очень «древнюю» на глубине 42 см, были получены чрезвычайно низкие скорости осадконакопления. Высокодинамичная гидрологическая обстановка на

мелководном Гданьско-Готландском пороге обусловила неосаждение осадков или даже их эрозию, поэтому данная колонка в дальнейшем рассмотрена только как описывающая общие условия осадконакопления на пороге.

Таблица 5.1. Результаты радиоуглеродного датирования отложений колонок, отобранных в Гданьском бассейне, с применением программы Calib 8.2, калибровочной кривой для наземных отложений IntCal20 (Reimer et al., 2020).

Лабораторный код	Глубина, см	Материал	^{14}C возраст	Ошибка \pm	Калиброванный возраст медиана (кал. л. н.)
<i>АБП-43026</i>					
Poz-121066	7–8	Валовый осадок	710	30	664
Poz-121841	41–42	Валовый осадок	6890	40	7721
<i>АБП-43035</i>					
Poz-121363	9–10	Валовый осадок	2320	30	2342
Poz-121067	39–40	Валовый осадок	3695	30	4036
<i>АБП-43105</i>					
Poz-121068	7–8	Валовый осадок	3225	30	3429
Poz-121070	49–50	Валовый осадок	2130	30	2098

По результатам УМС датирования (таблица 5.1) осадочный разрез АБП-43035 охватывает последние 4036 кал. л. н. (датировка на глубине 40 см). Скорости осадконакопления уменьшались к верху колонки от 0,17 мм/г (40–10

см) до 0,04 мм/г (10–0 см). Однако колонка получена из Гданьской впадины, которая характеризуется спокойным режимом осадконакопления и отсутствием условий для таких низких скоростей осадконакопления, а также для резкого падения их значений, особенно в направлении вверх по разрезу. Даже когда мы применили “проверку нуля” (как описано в Mendes et al. (2020) и Ponomarenko (2023) и в Главе 4 данного исследования), а затем вычли полученный результат в 1861 год как локальный резервуарный эффект, рассчитанные средние скорости осадконакопления все еще были нетипично низким (0,2 мм/г).

УМС датирование колонки АБП-43105 показало возраст 2098 кал. л. н. на глубине 50 см. В то же время, возраст осадка на глубине 8 см составил 3429 кал. л. н., что указывает на загрязнение переотложенным более древним материалом. Латеральный перенос материала также был очевиден из высоких значений параметров СС в данном интервале, отражающих активную палеогидродинамику. Таким образом, верхняя УМС датировка была исключена из расчетов. Итоговая средняя скорость осадконакопления, рассчитанная с учетом только нижней УМС датировки, составила бы 0,2 мм/г, что является слишком низким значением, учитывая местоположение отбора колонки.

Принимая во внимание очень низкие значения скоростей осадконакопления, высокую неточность, а также реверсивные значения возраста при датировании осадков Гданьского бассейна методом УМС, данные результаты были исключены из хронологии. Таким образом, было принято решение для колонок, отобранных в Западной части Балтийского моря позднее, датирование материала провести только по данным распределения Рb вдоль осадочных разрезов.

Из-за отсутствия данных о распределении Рb в верхних частях колонок современный пик загрязнения (1970-е годы, –20 кал. л. н.) не был очевиден. Тем не менее, накопление верхних интервалов колонок в период СП не вызывает сомнения: поверхностные осадки соответствуют году отбора –68 кал. л. н.; значения ППП повышены; слоистость указывает на ненарушенные отложения и высокую поверхностную продуктивность; все еще высокие значения Рb отмечают

современный период загрязнения. Период СП охватывает большой интервал вниз по разрезу из-за сильно обводненных осадков верхних частей колонок. Как было показано в новом исследовании, проведенном для Гданьского бассейна (Laskina et al., 2024), увеличение содержания свинца, обусловленное современным загрязнением, может занимать интервал более 20 см вниз от вершины разреза.

В колонке АБП-43035 увеличение концентрации Pb на глубине 41–35 см (Рисунок 5.2) было интерпретировано как начало средневекового загрязнения, а дата ~1000 кал. л. н. была помещена на 41 см — точку самой низкой концентрации Pb в интервале. В вышележащих отложениях значения ППП увеличились (Рисунок 5.4), отражая увеличение поверхностной продуктивности, вероятно, соответствующее потеплению во время СКО. Низкие значения ППП соответствующие началу роста концентраций Pb (началу загрязнения) могут быть связаны с окислением органического вещества водой затоков, что подтверждается очень высокими концентрациями фораминифер в соответствующем интервале. В колонке АБП-43105 начало увеличения концентраций Pb в извлеченных отложениях определить не удалось — значения в нижней части колонки уже были повышены. Поскольку интервал первичного роста концентраций может находиться глубже в осадках, дата ~1000 кал. л. н. на глубине 51 см была указана со знаком вопроса. Тем не менее, высокие значения ППП в этом же нижнем интервале указывают на более высокую поверхностную продуктивность, которая должна отражать более теплые условия СКО. В колонке АБП-44059 дата ~ 1000 кал. л. н. была привязана к увеличению концентраций Pb начинающемуся с глубины 34 см, что соответствовало более высоким значениям ППП. В колонке АБП-44063 дата ~ 1000 кал. л. н. была присвоена увеличению концентраций Pb на глубине 28 см, что также совпало с увеличением величины ППП (Рисунок 5.2, 5.5). Так как полученные относительные датировки характеризуются крайне низким разрешением, данные реконструкции были представлены относительно длинными колонками. Датировка 1000 кал. л. н. была указана отдельной точкой вместо построения возрастной модели.

Палеоэкологические условия юго-восточной и западной части Балтийского моря в последнем тысячелетии

Палеоэкологические условия позднего голоцена в трех бассейнах Балтийского моря рассмотрены в рамках следующих климатических режимов: темные века (ТВ) 1550–1150 кал. л. н.; Средневековый климатический оптимум (СКО) 1000–600 кал. л. н.; малый ледниковый период (МЛП) 600–100 кал. л. н. и современный теплый период (СП) последние 100 кал. л. (Zillén et al., 2008; Kabel et al., 2012; Jilbert & Slomp, 2013; Binczewska et al., 2018). Изменения индекса САК в течение исследуемого периода по опубликованным данным (Cook et al., 2002; Luterbacher et al., 2002; Trouet et al., 2009; Olsen et al., 2012; Schimanke et al., 2012) рассмотрены как один из факторов, регулирующих водообмен между Северным и Балтийским морями.

Биоразнообразие бентосных фораминифер в исследованных донных отложениях Гданьского и Борнхольмского бассейнов было крайне низким — комплекс был представлен двумя видами карбонатного рода *Elphidium*: *E. excavatum* и *E. incertum*. Агглютинированные экземпляры отсутствовали. В колонке, отобранной в Арконском бассейне, найдены единичные раковины *Gyroidinoides* spp., *Eponides* sp. и *Ammonia* sp. Такое пространственное распределение родов согласуется с общей картиной снижения биоразнообразия в Балтийском море с запада на восток (Ojaveer et al., 2010; Snoeijs-Leijonmalm et al., 2017). Тем не менее, биоразнообразие относительно невелико в сравнении с шестью видами бентосных фораминифер, обнаруженными в Борнхольмской котловине (Binczewska et al., 2018), или тринадцатью видами, указанными в работе (Kostecki and Radziejewska, 2021), выполненной в Мекленбургском заливе (юго-западная часть Балтийского моря), и таким же количеством в проливе Каттегат (Groeneveld et al., 2018).

В колонке АВР-43026, отобранной на Гданьско-Готландском пороге, нижний слой голубоватых глинистых отложений накоплен во время озерной Анциловой стадии. Очень низкое содержание органического вещества в осадках

отражает пониженную продуктивность в холодноводных условиях, а высокое соотношение Si/Ti (Рисунок 5.3) соответствует обилию диатомовых водорослей. Отсутствие раковин или внутренних оболочек фораминифер указывает на пресноводные условия формирования осадков.

Включения крупнозернистого материала, на которые указывают резкие пики соотношения Zr/Rb и параметров СС в данном слое осадков и вышележащих отложениях, отражают высокодинамичные гидрологические условия, вероятно, связанные с литориновой трансгрессией. Последнее, скорее всего, также отражено в одновременных пиках в распределении параметров Mn, соответствующих изменению окислительно-восстановительных условий при смене пресноводных условий солоноватоводными. Первое появление раковин *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* в этом же интервале подтверждает первичное поступление вод повышенной солености в Гданьский бассейн после 7.7 тыс. кал. л. н. Вышележащие отложения сформированы в литориновую и постлиториновую стадии развития Балтийского моря, что отражает крайне низкие скорости осадконакопления, обусловленные расположением керна на топографической возвышенности порога. Так как Гданьско-Готландский порог находится на пути североморских вод, поступающих в Гданьский бассейн из Слупского желоба (Emelyanov, 2002), и близость галоклина ко дну на пороге обуславливает размыв осадков внутренними волнами, возникающими на уровне скачка плотности (Blazhchishin, 1998), скорость осадконакопления здесь низкая. Таким образом, колонка АБП-43026 рассмотрена при реконструкции условий Гданьского бассейна только в качестве представляющей общие условия порога.

Темные века

Нижние интервалы колонок, отобранных в Западной Балтике (АБП-44059 и АБП-44063) и Гданьской впадине (АБП-43035), были накоплены в период ТВ, характеризующийся общим похолоданием в Европе (Bond, 1997). Согласно реконструкции температуры воздуха Seppä et al. (2005), во время ТВ температуры в Швеции были значительно низкими. Во всех осадочных разрезах данному

периоду соответствует меньшее содержание органического вещества в осадках (Рисунок 5.4, 5.5). Накопление меньшего количества органического вещества в отложениях могло быть следствием снижения продуктивности поверхностных вод, обусловленного похолоданием климата. В период ТВ снижение содержания органического вещества в осадках было отмечено и в других колонках, полученных в Балтийском море (Häusler et al., 2017, Vinczewska et al., 2018). Высокие соотношения Si/Ti в изученных кернах отражают высокую роль диатомовых водорослей в первичной продукции. Как показали многочисленные исследования (Fogg, 1991; Wasmund et al., 1998; Dippner and Voss, 2004), диатомовые водоросли имеют конкурентное преимущество после холодных зим, поэтому их высокая численность в осадках отражает общее похолодание в период ТВ. Стоит отметить, что соотношение Si/Ti в осадках Арконского бассейна (колонка АБП-44059) в два раза выше, чем в осадках Борнхольмского бассейна (колонка АБП-44063). Более раннее время начала цветения из-за более раннего установления термической стратификации на гораздо более мелководном участке отбора колонки в Арконском бассейне может быть возможной причиной более высокой общей годовой продукции по сравнению с Борнхольмским бассейном. В начале ТВ в отложениях Борнхольмского бассейна умеренные пики концентрации и соотношений Mn в сочетании с почти полным отсутствием фораминифер могут указывать на смену окислительно-восстановительных условий, связанную со стагнацией. В осадках остальных колонок, накопленных во время ТВ, относительно стабильные значения параметров Mn соответствуют отсутствию фракционирования элементов, указывая на хорошее насыщение кислородом водной толщи. Вентиляция придонного слоя водами затоков могла послужить дополнительным фактором, снижающим накопление органического вещества в осадках за счет его окисления.

В исследованных отложениях, накопленных в Западной Балтике в период ТВ (Рисунок 5.5), численность *Elphidium* spp. в общем ниже по сравнению с вышележащими осадками данных колонок. Последний факт совместно с низким соотношением Zr/Rb и средним размером и содержанием СС в колонке АБП-

44063 соответствуют спокойным гидродинамическим условиям при умеренном поступлении вод затоков в Борнхольмский бассейн. В Арконском бассейне (колонка АБП-44059) более высокая численность фораминифер, а также повышенные соотношение Zr/Rb и средний размер и содержание Ca указывают на интенсивную придонную динамику, связанную с деятельностью затоков. В Гданьском бассейне (АБП-43035) осадки характеризовались низкими концентрациями карбонатных раковин (Рисунок 5.4), отражая незначительное влияние вод затоков. Однако во всех исследуемых бассейнах можно распознать тенденцию к увеличению концентраций фораминифер в направлении СКО. Реконструкция САК показала (Olsen et al., 2012), что во время ТВ индекс изменился с негативного на резко позитивный, обуславливая сначала блокировку западного переноса, а затем крайне сильные западные ветры в Балтийском регионе. Согласно гидрометеорологическим исследованиям (Zorita and Laine, 2000) аномально сильные западные ветры над Балтийским регионом уравниваются градиентом давления, который препятствует распространению вод Северного моря в восточные районы Балтийского. Следовательно, вышеописанная метеорологическая ситуация привела к умеренному придонному водообмену между Балтийским и Северным морями, который затронул в основном Арконский и в меньшей степени Борнхольмский бассейн.

Средневековый климатический оптимум

Следующему интервалу СКО соответствуют относительно стабильные климатические условия теплого и сухого лета, температуры воздуха были примерно на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ выше, чем во время СП, причем наиболее теплый период приходился на интервал 730–700 кал. л. н. (Reckermann et al., 2014; Reckermann, 2018). Положительная фаза САК во время СКО (Trouet et al., 2009; Schimanke et al., 2012) обусловила перенос теплых воздушных масс в Европу, что привело к более теплым зимним температурам. В изученных колонках Западной Балтики (Рисунок 5.5) содержание органического вещества высокое вследствие более интенсивной поверхностной продуктивности, связанной с более теплым

климатом. Согласно реконструкциям условий окружающей среды Балтийского моря (Zillén et al., 2008, Kabel et al., 2012; Häusler et al., 2017, van Wirdum et al., 2019), в период СКО отмечено накопление богатых органикой и часто слоистых осадков в следствие более высоких температур поверхностных вод и продуктивности. В то же время, соотношение Si/Ti в изученных отложениях Арконского и Борнхольского бассейнов демонстрирует (соответственно) уменьшающиеся и более низкие значения по сравнению с ТВ, отражая снижение продукции диатомовых водорослей. Скорее всего, повышение температуры поверхностных вод привело к доминированию в первичной продукции азотфиксирующих цианобактерий. Такая же закономерность в распределении первичных продуцентов в теплый период СКО отмечена в исследованиях отложений Готландского бассейна (Kabel et al., 2012, van Wirdum et al., 2019). Более того, в осадочном разрезе Арконского бассейна пики высоких значений Si/Ti соответствуют относительным понижениям содержания органического вещества, что может подтверждать предпочтение диатомовыми водорослями более холодных периодов, во время которых общая продукция снижается. В обоих колонках осадков пики распределения содержания и соотношений Mn совпадают с более высоким содержанием органики, что отражает обогащение Mn в результате возможной диагенетической миграции в условиях гипоксии. Более сильный галоклин из-за увеличения солености придонного слоя может быть дополнительным условием, способствующем лучшей сохранности органического вещества из-за недостаточной вентиляции.

Выраженное увеличение численности *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* в изученных осадках Арконского и Борнхольмского бассейнов (Рисунок 5.5) отражает повышение придонной солености, обусловленное частыми затоками во время СКО. Более того, одновременное увеличение содержания и среднего размера СС в Арконском бассейне указывает на интенсивную придонную гидродинамику, вероятно обусловленную интенсификацией затоков. В соответствии с микропалеонтологическими данным (Vinczewska et al., 2018), в Борнхольмском бассейне период СКО характеризовался наиболее выраженной

интенсификацией придонного водообмена в сравнении со всей пост-литориновой стадией. Высокие положительные значения индекса САК во время МСА (Trouet et al., 2009; Schimanke et al., 2012) привели к увеличению скорости западных ветров, что, в свою очередь, способствовало интенсификации интрузий соленой воды из Северного моря (Harff et al., 2011; Carstensen et al., 2014).

Как и в колонках, отобранных в Западной Балтике, в осадках Гданьской впадины заметно увеличение содержания органического вещества в течение теплого интервала СКО, отражающее повышение продуктивности поверхностных вод (Рисунок 5.4). Относительно низкое соотношение Si/Ti предполагает снижение роли диатомовых водорослей в первичной продукции. В распределении параметров Mn признаки бескислородного диагенеза не выражены.

Несмотря на неприменимость точной реконструкции условий из-за низкой концентрации фораминифер в отложениях Гданьской впадины, некоторые выводы относительно изменения солености придонных вод возможно сделать на основе данных комплексного анализа осадков. Отложения колонки АБП-43035 (Гданьская впадина), соответствующие СКО, характеризуются максимальной концентрацией карбонатных раковин *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* как в сравнении с остальной частью разреза, так и по сравнению с другими колонками, отобранными в Гданьской впадине (Рисунок 5.4). Высокие концентрации *Elphidium (Cribroelphidium) spp.* свидетельствуют о повышении солености в результате интенсификации придонного водообмена, которая ярко отражена в изученных колонках Западной Балтики. Более того, увеличение концентраций фораминифер было заметно и в других колонках Гданьского бассейна, даже в разрезе, отобранном на Гданьско-Готландском пороге, обычно характеризующимся незначительным влиянием соленых вод (Ponomarenko and Krechik, 2018; Ponomarenko et al., 2020). Меньшая численность фораминифер в отложениях Гданьской впадины по сравнению с Западной Балтикой соответствует снижению солености вследствие расположения точек отбора колонок вдали от источника затоков. Так, в другой колонке, отобранной в Гданьской впадине (АБП-

43105), увеличение численности фораминифер незначительно, отражая влияние сложного рельефа бассейна на изменение гидрологических характеристик придонного слоя воды. Районы отборов колонок, характеризующиеся одинаковой глубиной, разделены возвышенностью, что, скорее всего, затрудняет распространение вод затоков или приводит к перемешиванию и последующему уменьшению солености (Рисунок 5.1). В обоих разрезах Гданьской впадины, на фоне в целом низких значений соотношения Zr/Rb (Рисунок 5.4), отражающих спокойную гидродинамическую обстановку, обусловленную положением точек отбора колонок значительно ниже галоклина, интервалу СКО соответствуют слегка повышенные значения. Последнее справедливо и для параметров SS , в распределении которых рост значений более выражен. На Гданьско-Готландском пороге более высокие значения параметров SS отражают более динамичные условия в придонном слое, связанные с внутренними волнами, возникающими на галоклине, или распространением вод затоков. На основании вышеизложенного можно сделать вывод об умеренном (АБП-43105 и АБП-43026) и выраженном (АБП-43035) повышении солености и придонной гидродинамики под влиянием затоков трансформированных североморских вод, достигающих Гданьского бассейна, во время СКО.

Малый ледниковый период

К сожалению, ограничения возрастных моделей не позволяют провести точное статиграфическое разделение осадочных разрезов. Предположительно, залегающие над отложениями СКО осадки, демонстрирующие относительное снижение содержания органического вещества (Рисунок 5.4) ввиду снижения поверхностной биопродуктивности, могут быть отнесены к интервалу МЛП, характеризующемуся снижением температур (Reckermann et al., 2014). В целом более низкие значения ППП, дополненные повышенным соотношением Si/Ti , указывают на увеличение продукции диатомей на фоне похолодания климата. В отложениях Арконского и Борнхольмского бассейнов (Рисунок 5.5), а также в Гданьской впадине (Рисунок 5.4) уменьшение количества раковин *Elphidium*

(*Cribrroelphidium*) spp. в осадках указывает на снижение частоты затоков, которое было отмечено и в исследованиях, проведенных для других районов Балтийского моря (Kotilainen et al., 2014; Häusler et al., 2017; Binczewska et al., 2018). Во время МЛП преобладание отрицательного индекса САК (Trouet et al., 2009; Olsen et al., 2012) привело к уменьшению доли западных ветров, обусловившему последующие более редкие и слабые интрузии соленых вод в Балтийское море. В целом более низкие соотношения Zr/Rb и значения параметров СС в отложениях Гданьской впадины подтверждают слабую придонную гидродинамику ввиду редкости затоков, достигающих расположенной вдали впадины.

Современный теплый период

Верхние интервалы изученных отложений были отнесены к периоду современного потепления климата, когда температуры поверхности моря были сопоставимы с СКО и были на 2 °С выше по сравнению с предшествующим МЛП (Kabel et al., 2012). На протяжении всего СП содержание органического вещества в осадках всех исследованных разрезов повышено, отражая высокую продуктивность поверхностных вод в более теплых условиях, сходно с периодом СКО. Как правило, соотношение Si/Ti повышено, указывая на высокую продукцию диатомовых водорослей, вносящую существенный вклад в увеличение содержания органического вещества. Последнее приводит к увеличению потребления кислорода в придонном слое воды и, как следствие, к развитию гипоксии (Zillén et al., 2008; Kabel et al., 2012; van Wirdum et al., 2019). Накопление слоистых отложений одновременно с расширением зон дефицита кислорода в придонном слое воды во время СП отмечено и в ряде других исследований глубоководных бассейнов Балтийского моря (Zillén et al., 2008; Kabel et al., 2012; Carstensen et al., 2014). В изученных колонках, отобранных в Западной Балтике, слоистые отложения не представлены, указывая на преимущественно кислородную обстановку осадконакопления.

Более того, в Арконском бассейне наличие живых фораминифер в поверхностных отложениях предполагает насыщение кислородом придонного

слоя воды во время отбора колонки. Согласно общирному обзору данных анализа седиментационных разрезов, выполненному Zillén et al. (2008), отложения Арконского и Борнхольмского бассейнов не были подвержены воздействию гипоксических условий в геологическом прошлом. Тем не менее, стоит отметить очень высокий пик содержания органического вещества и одновременно высокие значения параметров Mn в осадках Борнхольмского бассейна (АБП-44063, рис. 4), что может отражать мобилизацию Mn при наличии хотя бы кратковременной гипоксии в придонных водах, а затем последующее осаждение при возобновлении насыщения кислородом вод. В этом же горизонте малая численность бентосных фораминифер указывает на недостаточное обновление придонных вод, которое может быть дополнительным фактором лучшей сохранности органического вещества. Как показали многочисленные исследования (например, Conley, 2009; Carstensen, 2014), на протяжении недавней истории в Борнхольмском бассейне неоднократно формировались условия гипоксии и даже аноксии в придонном слое воды. В колонках, извлеченных в Гданьской впадине, только самые верхние сантиметры осадков, соответствующие примерно последнему десятилетию, представлены слоистыми отложениями, сформированными под воздействием гипоксии.

В отличие от СКО, в отложения, соответствующие СП, демонстрируют низкое содержание раковин *Elphidium (Cribroelphidium) spp.*, отражающее продолжающийся период умеренной активности затоков, начавшийся во время МЛП (Рисунок 5.4, 5.5). Единственным исключением являются отложения Арконского бассейна (АБП-44059, Рисунок 5.5), в которых концентрации фораминифер были даже выше, чем во время СКО. Учитывая близость бассейна к “входу” в Балтийское море, очень высокие значения параметров СС по всему осадочному разрезу, отражающие активную гидродинамическую обстановку, указывают на постоянное влияние интрузий соленых вод. Вероятнее всего, большая часть данных затоков не достигает удаленных глубоководных бассейнов ввиду малой интенсивности (малого объема) и бароклинного характера. В пределах СП преимущественно отрицательный индекс САК (Trouet et al., 2009;

Olsen et al., 2012) ответственен за меньшую повторяемость западных ветров, которая привела к редкому обновлению придонных вод в Балтийском море (Matthäus, 2006). К сожалению, ограничения возрастной модели не позволяют точно соотнести сигнал в колонках с существующими данными по статистике затоков, однако некоторое сравнение выполнить возможно. Согласно реанализу данных измерений затоков (Mohrholz, 2018) широко известное сокращение повторяемости больших затоков, начавшееся в 1980-х годах, на самом деле является изменчивостью (колебанием) с основным периодом 25–30 лет. В период СП в распределении концентраций фораминиф в изученных осадках Западной Балтики также прослеживаются колебания, однако нисходящий тренд отчетливо выражен.

Совместное влияние замедленного обновления придонных вод на фоне продолжающегося потепления климата во время СП и избыточного поступления питательных веществ (а именно фосфатов) антропогенного происхождения привело к широкому распространению зон дефицита кислорода в современном Балтийском море (Conley et al., 2009; Kabel et al., 2012; Carstensen et al., 2014). Однако для более определенных выводов относительно современной динамики затоков, а также их роли в развитии гипоксических и бескислородных условий необходимо дальнейшее детальное комплексное изучение хорошо датированных архивов отложений из различных бассейнов Балтийского моря.

Краткие выводы

На основе комплексного анализа пяти коротких колонок реконструированы условия осадконакопления относительно влияния затоков североморских вод в западной и юго-восточной части Балтийского моря в течение последнего тысячелетия. В Гданьском бассейне на осадконакопление оказала сильное влияние локальная топография. Так, на Гданьско-Готландском пороге, коротким осадочным разрезом были вскрыты плотные анциловые глины. Вышележащие слои были представлены литориновыми и постлиториновыми осадками. Первичный заток соленых вод на Гданьско-Готландском пороге реконструирован

7.7 тыс. кал. л. н. Изученные отложения охватывают два сопоставимо теплых периода — СКО и СП, — в течение которых содержание органического вещества демонстрирует относительное увеличение в результате повышения продуктивности поверхностных вод. Отложения Гданьской впадины характеризовались общим высоким содержанием органического вещества в результате сочетания более высокого поступления материала из-за близости побережья и лучшей сохранности органики ввиду спокойных гидродинамических условий. Продукция диатомовых водорослей, как правило, была выше в периоды, характеризовавшиеся более холодными условиями (ТВ и МЛП), а также и во время СП. Отсутствие слоистых интервалов в осадках западной Балтики, накопленных во время теплых периодов (СКО и СП), отражает вентиляцию придонного слоя водами затоков. Во время СКО существенное увеличение численности бентосных фораминифер в осадках не только Западной Балтики, но и значительно восточнее расположенной Гданьской впадины, указывает на поступление вод повышенной солености. Положительный индекс САК в этот период обусловил преобладание западных ветров, способствующих поступлению североморских вод в Балтийское море. В интервалах ТВ, МЛП и СП реконструировано незначительное повышение солености придонных вод, не затрагивающее восточную часть моря. Это совпадало с преимущественно отрицательной фазой САК и, следовательно, ослаблением западных ветров и низкой повторяемостью затоков. В Арконском бассейне умеренная (во время ТВ) и выраженная (во время СП) интенсификация затоков отражает также региональное влияние североморских вод ввиду близости Датских проливов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Географическое распространение бентосных фораминифер в поверхностных осадках юго-восточной части Балтийского моря отражает изменения параметров среды осадконакопления. Родовой состав фораминифер сильно обеднен, что является следствием солоноватоводных условий исследуемого региона. Агглютинированные особи очень малого размера (до 100 мкм) и простой однокамерной структуры резко доминировали среди сообщества. Повышение концентрации раковин, а также увеличение фаунистического разнообразия были обнаружены в донных осадках наиболее глубоких станций — в Борнхольмской и Гданьской впадинах, а также на склоне Готландской впадины. В понижениях рельефа илистые и алевритистые отложения с повышенным содержанием органического вещества накапливаются в более стабильных и спокойных гидрологических условиях, тогда как более высокая соленость придонных вод создает благоприятные условия для обитания бентосных фораминифер. Карбонатные раковины рода *Elphidium* (*Criboelphidium*) присутствовали только в осадках станций, характеризовавшихся повышенной соленостью придонного слоя вод. Таким образом, соленость является основным фактором, ограничивающим распространение карбонатных фораминифер в юго-восточной части Балтийского моря. Следовательно, частота, а также объем вод заток являются ключевыми параметрами, обуславливающими присутствие раковин карбонатных фораминифер в юго-восточной части Балтийского моря. В то же время, характеристики субстрата — гранулометрический состав осадков, а также содержание органического вещества, очевидно, играют основную роль в распределении агглютинированных фораминифер.

Выявленные зависимости могут служить основой применения данных о распределении раковин бентосных фораминифер в осадочных колонках для реконструкций условий осадконакопления в прошлом, в частности вариации заток североморских вод (относительного изменения солености придонных вод).

На основе комплексного анализа составного осадочного разреза реконструированы палеоэкологические условия в Восточном Готландском бассейне во время литориновой и постлиториновой стадий. Как и в Гданьском бассейне, комплексы бентосных фораминифер характеризовались крайне низким разнообразием. Среди карбонатных фораминифер доминировали особи рода *Elphidium*; агглютинированный комплекс представлен преимущественно раковинами *Reophax* spp. Несмотря на очень высокую степень растворения карбонатных раковин, подсчет внутренних органических оболочек фораминифер наряду с раковинами позволил применить микропалеонтологический метод для реконструкции относительной солености придонного слоя, используя концентрации *Elphidium* spp. в качестве индикатора.

Как правило, содержание органического вещества в донных отложениях увеличивалось в теплые периоды (ГКО, РТП, СКО, СП), как следствие более высокой температуры поверхности моря и интенсификации первичной продукции. Интересно отметить, что осадки, накопленные в данные теплые периоды, не обладают признаками гипоксии/аноксии в придонном слое воды, что означает наличие бескислородных условий только в самой глубокой части Восточного Готландского бассейна, в то время как кислородные условия сохранялись на более мелководных участках.

Судя по первому появлению раковин *Elphidium* spp. в осадочном разрезе, начало литориновой стадии в Восточном Готландском бассейне, связанное с переходом от пресноводных к солоноватоводным условиям, датируется ок. 6,9 тыс. кал. л. н. Во время ГКО не было выявлено значительного влияния затоков североморских вод на район отбора колонки. Относительное увеличение солености придонных вод реконструировано в интервалах 5.3–4.8 и 3.9–3.4 тыс. кал. л. н. Выраженное морское влияние, отразившееся в резком увеличении концентрации раковин *Elphidium* spp., было реконструировано во время РКО (2.1–1.6 тыс. кал. л. н.). После окончания РКО концентрации раковин *Elphidium* spp. снизились, что отражает снижение активности затоков в районе исследования при

приближении к СП. В период окончания ГКО и РКО преобладала положительная фаза САК, обусловившая преобладание западных ветров, способствующих поступлению вод Северного моря в Балтийское море. Во время перехода от СКО к МЛП смена фазы САК с положительной на преимущественно отрицательную привела к ослаблению западных ветров, что обусловило снижение активности затоков во время МЛП и СП. Таким образом, возможно утверждать наличие взаимосвязи между интенсивностью затоков североморских вод и вариациями индекса САК на больших временных интервалах.

На основе комплексного анализа пяти коротких осадочных колонок реконструированы условия осадконакопления в Арконском, Борнхольмском и Гданьском бассейнах Балтийского моря в течение последнего тысячелетия. Комплекс фораминифер данных районов отличался особенно низким разнообразием: агглютинированные раковины отсутствовали, а в карбонатной группе резко доминировали экземпляры рода *Elphidium*. Живые особи в поверхностном слое осадков обнаружены лишь в максимальной близости к источнику затоков — в Арконском бассейне.

В Гданьском бассейне на осадконакопление сильное влияние оказала локальная топография. Так, на Гданьско-Готландском пороге, характеризующемся высокой гидродинамической активностью, плотные анциловые глины были вскрыты в коротком осадочном разрезе. Вышележащие слои были представлены литториновым и постлитториновым материалом, характеризующимся очень низкими скоростями осадконакопления. В свою очередь, осадки Гданьской впадины были затронуты значительным латеральным переотложением, которое привело к инверсии радиоуглеродного возраста в верхней части колонки АБП-43105, отобранной в Гданьской впадине.

Из-за мозаичности и сложности среды осадконакопления Балтийского моря датирование разрезов является весьма непрямой задачей, требующей комплексного подхода, включающего не только абсолютные и относительные методы, но верификацию полученных результатов по литологическим и

геохимическим характеристикам осадков. Чрезвычайно низкая скорость осадконакопления в колонке, полученной на Гданьско-Готландском пороге, позволила установить время первичного поступления соленых вод во время литориновой трансгрессии, равное около 7.7 тыс. кал. л. н.

Изученные отложения трех бассейнов охватывают два сопоставимо теплых периода — СКО и СП, в течение которых содержание органического вещества демонстрирует относительное увеличение в результате повышения продуктивности поверхностных вод из-за более высоких температур поверхности моря. Отложения Гданьской впадины характеризовались общим высоким содержанием органического вещества в результате сочетания более высокого поступления материала из-за близости побережья и лучшей сохранности органики ввиду спокойных гидродинамических условий. Продукция диатомовых водорослей, как правило, была выше в периоды, характеризовавшиеся более холодными условиями (ТВ и МЛП), а также и во время СП. Стоит отметить, что в донных отложениях западной части Балтийского моря, соответствующих теплым периодам, СКО и СП, слоистость отсутствовала, но высокие пики в распределении параметров Mn могут отражать кратковременные условия гипоксии, возникающие в результате сочетания более высокой биопродуктивности и более устойчивой стратификации водной толщи. В Гданьском бассейне слоистость верхних сантиметров осадков отражает повторяющуюся гипоксию во время СП, вероятно, усиленную растущей антропогенной нагрузкой.

В пределах ТВ реконструировано слабое влияние затоков, обусловленное либо отрицательным, либо резко положительным индексом САК. Обе данные метеорологические ситуации не благоприятствуют распространению вод Северного моря далеко в восточном направлении. Во время СКО существенное увеличение численности бентосных фораминифер в осадках не только Западной Балтики, но и значительно восточнее расположенной Гданьской впадины, указывает на сильные и частые затоки. Преимущественно положительный индекс

САК в этот период обусловил сильные западные ветры, способствующие поступлению соленых вод в Балтийское море. В интервалах МЛП и СП реконструировано незначительное повышение солености придонных вод, соответствующее отрицательной фазе САК и, соответственно, ослаблению западных ветров и низкой активности затоков. Следует отметить, что в Арконском бассейне умеренная (во время ТВ) и выраженная (во время СП) интенсификация затоков отражает региональное морское влияние ввиду близости Датских проливов. Следовательно, можно сделать вывод о связи интенсивности затоков вод Северного моря с изменениями индекса САК и на более крупных временных масштабах.

Таким образом, использование родов-индикаторов бентосных фораминифер, несмотря на крайне высокую степень растворения карбонатного материала, а также низкие концентрации раковин, позволило применить микропалеонтологический анализ, в качестве инструмента для реконструкции условий осадконакопления. Выполненный анализ позволяет сделать вывод о связи интенсивности затоков вод Северного моря с изменениями индекса САК на различных временных масштабах.

В качестве рекомендаций дальнейшего развития направления стоит указать детальное комплексное изучение хорошо датированных колонок отложений, отобранных в разных бассейнах Балтийского моря, в сравнении с данными прямых измерений, а также результатов моделирования, которое позволит уверенно выявить движущие силы формирования затоков, а также выявить их роль в прошлой и будущей динамике окружающей среды. Исследование осадочного материала с применением биомаркеров даст возможность сделать определенные выводы о роли различных продуцентов в накоплении органического вещества в геологическом прошлом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григялис А.А., 1991. Геология и геоморфология Балтийского моря. Сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1:500000. Ленинград: Недра. 420 с.
2. Емельянов Е. М., Гуделис В. К., 1976. Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас. 383 с.
3. Емельянов Е.М., Лисицын А.П., 1981. Осадкообразование в Балтийском море. Наука: Москва. 246 с.
4. Шаталова А.Е., Субетто Д.А., 2021. Распространение рода *Mastogloia* в донных осадках Балтийского моря как маркер литориновой трансгрессии. География: развитие науки и образования. С. 382-385.
5. Agnihotri, R., Altabet, M.A., Herbert, T.D., Tierney, J.E., 2008. Subdecadally resolved paleoceanography of the Peru margin during the last two millennia *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 9. doi:10.1029/2007GC001744
6. Alheit, J., Hagen, E., 1997. Long-term climate forcing of European herring and sardine populations. *Fisheries Oceanography*. 6. doi:10.1046/j.1365-2419.1997.00035.x
7. Amantov A., 1995. Plio-Pleistocene erosion of Fennoscandia and its implication for the Baltic Area. PPIG CXLIX, Warszawa. Proceedings of the 3rd Marine Geological Conference "The Baltic". 47–56
8. Amantov A., Fjeldskaar W., Cathles L., 2011. Glacial erosion/sedimentation of the Baltic region and the effect on the postglacial uplift. *The Baltic Sea basin*. 53-71.
9. Andrén, E., Wirdum, F. van, Norbäck Ivarsson, L., Lönn, M., Moros, M., Andrén, T., 2020. Medieval versus recent environmental conditions in the Baltic Proper, what was different a thousand years ago? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 555. doi:10.1016/j.palaeo.2020.109878

10. Andren, E., Andren, T., Sohlenius, G., 2000. The Holocene history of the southwestern Baltic Sea as reflected in a sediment core from the Bornholm Basin. *Boreas* 29, 233–250. doi:10.1111/j.1502-3885.2000.tb00981.x
11. Andrén E., Clarke A., Telford R., Weckström K., Vilbaste S., Aigars J., Conley D., Johnsen T., Juggins S., Korhola A., 2007. Defining reference conditions for coastal areas in the Baltic Sea. *Tema Nord* 2007. 583
12. Andrén, T., Björck, S., Andrén, E., Conley, D., Zillén, L., Anjar, J., 2011. The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka. pp. 75–97. doi:10.1007/978-3-642-17220-5_4
13. Baccaert, J., 1987. Distribution patterns and taxonomy of benthic foraminifera in the Lizard Island Reef Complex, northern Great Barrier Reef, Australia. Université de Liège—CAPS Laboratoire de Biosédimentologie.
14. Bennike O., Jensen J.B., Lemke W., Kuijpers A., Lomholt S., 2004. Late- and postglacial history of the Great Belt, Denmark. *Boreas* 33. 18–33
15. Berglund B.E., Sandgren P., Barnekow L., Hannon G., Jiang H., Skog G., Yu S., 2005. Early Holocene history of the Baltic Sea, as reflected in coastal sediments in Blekinge, southeastern Sweden. *Quaternary International* 130. 111–139
16. Bianchi, T.S., Engelhaupt, E., Westman, P., Andrén, T., Rolff, C., Elmgren, R., 2000. Cyanobacterial blooms in the Baltic Sea: Natural or human-induced? *Limnology and Oceanography* 45, 716–726.
17. Binczewska, A., Moros, M., Polovodova Asteman, I., Sławińska, J., Bąk, M., 2018. Changes in the inflow of saline water into the Bornholm Basin (SW Baltic Sea) during the past 7100 years – evidence from benthic foraminifera record. *Boreas* 47, 297–310. doi:10.1111/bor.12267
18. Bitinas A., Damušyte A., 2004. The Littorina Sea at the Lithuanian maritime region. Polish geological institute Special papers. 11. 37-45.
19. Björck S., 2008. The late Quaternary development of the Baltic Sea basin. In: The BACC Author Team (eds) Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. Springer, Berlin, Heidelberg

20. Blaauw, M., 2010. Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512–518. doi:10.1016/j.quageo.2010.01.002
21. Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237–1248. doi:10.1002/esp.261
22. Bogdanova S, Gorbachev R, Grad M, Guterch A, Janik T, Kozlovskaja E, Motuza G, Skridlaite G, Starostenko V, Taran L, EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups, 2006. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: Gee DG, Stephenson RA (eds.) *European lithosphere dynamics*. Geological Society Memoirs no. 32. pp 599–625
23. Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257–1266. doi:10.1126/science.278.5341.1257
24. Boonstra, M., Ramos, M.I.F., Lammertsma, E.I., Antoine, P.O., Hoorn, C., 2015. Marine connections of Amazonia: Evidence from foraminifera and dinoflagellate cysts (early to middle Miocene, Colombia/Peru). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 417, 176–194. doi:10.1016/j.palaeo.2014.10.032
25. Boyle, J.F., Chiverrell, R.C., Schillereff, D., 2015. Approaches to Water Content Correction and Calibration for μ XRF Core Scanning: Comparing X-ray Scattering with Simple Regression of Elemental Concentrations. pp. 373–390. doi:10.1007/978-94-017-9849-5_14
26. Brännvall, M.-L., Bindler, R., Renberg, I., Emteryd, O., Bartnicki, J., Billström, K., 1999. The Medieval Metal Industry Was the Cradle of Modern Large-Scale Atmospheric Lead Pollution in Northern Europe. *Environmental Science & Technology* 33, 4391–4395. doi:10.1021/es990279n
27. Brodniewicz, I., 1965. Recent and some holocene foraminifera of the southern baltic sea. *Acta Palaentologica Polonica* X, 131–236.

28. Brown, E.T., Johnson, T.C., Scholz, C.A., Cohen, A.S., King, J.W., 2007. Abrupt change in tropical African climate linked to the bipolar seesaw over the past 55,000 years. *Geophysical Research Letters* 34. doi:10.1029/2007GL031240
29. Bunke, D., Leipe, T., Moros, M., Morys, C., Tauber, F., Virtasalo, J.J., Forster, S., Arz, H.W., 2019. Natural and Anthropogenic Sediment Mixing Processes in the South-Western Baltic Sea. *Frontiers in Marine Science* 6. doi:10.3389/fmars.2019.00677
30. Carstensen, J., Conley, D.J., Bonsdorff, E., Gustafsson, B.G., Hietanen, S., Janas, U., Jilbert, T., Maximov, A., Norkko, A., Norkko, J., Reed, D.C., Slomp, C.P., Timmermann, K., Voss, M., 2014. Hypoxia in the Baltic Sea: Biogeochemical cycles, benthic fauna, and management. *Ambio* 43, 26–36. doi:10.1007/s13280-013-0474-7
31. Christiansen, C., Edelvang, K., Emeis, K., Graf, G., Jähmlich, S., Kozuch, J., Laima, M., Leipe, T., Löffler, A., Lund-Hansen, L., Miltner, A., Pazdro, K., Pempkowiak, J., Shimmiel, G., Shimmiel, T., Smith, J., Voss, M., Witt, G., 2002a. Material transport from the nearshore to the basinal environment in the southern Baltic Sea. *Journal of Marine Systems* 35, 133–150. doi:10.1016/S0924-7963(02)00126-4
32. Christiansen, C., Kunzendorf, H., Emeis, K.C., 2002b. Temporal and spatial sedimentation rate variabilities in the Eastern Gotland Basin, the Baltic Sea. *Boreas* 31, 65–74. doi:10.1111/j.1502-3885.2002.tb01056.x
33. Christoffersen, P.L., Christiansen, C., Jensen, J.B., Leipe, T., Hille, S., 2007. Depositional conditions and organic matter distribution in the Bornholm Basin, Baltic Sea. *Geo-Marine Letters* 27, 325–338. doi:10.1007/s00367-007-0054-6
34. Concheyro, A., Caramés, A., Amenábar, C.R., Lescano, M., 2014. Nannofossils, foraminifera and microforaminiferal linings in the Cenozoic diamictites of Cape Lamb, Vega Island, Antarctica. *Polish Polar Research* 35, 1–26. doi:10.2478/popore-2014-0003
35. Conley, D.J., Humborg, C., Rahm, L., Savchuk, O.P., Wulff, F., 2002. Hypoxia in the Baltic Sea and Basin-Scale Changes in Phosphorus Biogeochemistry. *Environmental Science & Technology* 36, 5315–5320. doi:10.1021/es025763w

36. Conley, D.J., Björck, S., Bonsdorff, E., Carstensen, J., Destouni, G., Gustafsson, B.G., Hietanen, S., Kortekaas, M., Kuosa, H., Markus Meier, H.E., Müller-Karulis, B., Nordberg, K., Norkko, A., Nürnberg, G., Pitkänen, H., Rabalais, N.N., Rosenberg, R., Savchuk, O.P., Slomp, C.P., Voss, M., Wulff, F., Zillén, L., 2009. Hypoxia-Related Processes in the Baltic Sea. *Environmental Science & Technology* 43. doi:10.1021/es802762a
37. Conradsen, K., 1993. Recent benthic foraminifera in the southern Kattegat, Scandinavia: distributional pattern and controlling parameters. *Boreas* 22, 367–382.
38. Cook, E.R., D'Arrigo, R.D., Mann, M.E., 2002. A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since A.D. 1400. *Journal of Climate* 15, 1754–1764. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1754:AWVMRO>2.0.CO;2
39. Cunningham, L., Vogel, H., Wennrich, V., Juschus, O., Nowaczyk, N., Rosén, P., 2013. Amplified bioproductivity during Transition IV (332 000–342 000 yr ago): evidence from the geochemical record of Lake El'gygytgyn. *Climate of the Past* 9, 679–686. doi:10.5194/cp-9-679-2013
40. Dickson, R.R., 1973. The prediction of major Baltic inflows. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 26, 97–105. doi:10.1007/BF02232597
41. Dippner, J., Voss, M., 2004. Climate reconstruction of the MWP in the Baltic Sea area based on biogeochemical proxies from a sediment record. *Baltica* 17, 5–16.
42. Dorokhov, D. V, Dorokhova, E. V, Sivkov, V. V, 2018. Iceberg and ice-keel ploughmarks on the Gdansk-Gotland Sill (south-eastern Baltic Sea). *Geo-Marine Letters* 38, 83–94.
43. Egger, H., Fenner, J., Heilmann-Clausen, C., Rögl, F., Sachsenhofer, R.F., Schmitz, B., 2003. Paleoproductivity of the northwestern Tethyan margin (Anthering section, Austria) across the Paleocene-Eocene transition.
44. Elken, J., 1996. Deep water overflow, circulation and vertical exchange in the Baltic Proper. *Estonian Marine Institute Report Series* 6, 91.

45. Emeis, K.C., Struck, U., Blanz, T., Kohly, A., Voß, M., 2003. Salinity changes in the central Baltic Sea (NW Europe) over the last 10 000 years. *Holocene* 13, 411–421. doi:10.1191/0959683603hl634rp
46. Emelyanov, E., Christiansen, C., Michelsen, O., 1995. Geology of the Bornholm Basin.
47. Emelyanov, E.M., 1995. Baltic Sea: geology, geochemistry, paleoceanography, pollution. PP Shirshov Institute of Oceanology RAS, Atlantic Branch/Baltic Ecological~....
48. Emelyanov, E.M., 2002. Geology of the Gdansk Basin, Baltic Sea (in Russian).
49. Emelyanov, E.M., Gritsenko, V.A., 1999. On the role of the near-bottom currents in the formation of bottom sediments in the Gotland Basin, the Baltic Sea. *Oceanology* 39, 709–718.
50. Fogg, G.E., 1991. The phytoplanktonic ways of life. *New Phytologist* 118, 191–232. doi:10.1111/j.1469-8137.1991.tb00974.x
51. Folk, R.L., 1954. The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal of Geology* 62, 344–359. doi:10.1086/626171
52. Frenzel, P., Tech, T., Bartholdy, J., 2005. Checklist and annotated bibliography of Recent Foraminiferida from the German Baltic Sea coast. *Studia Geologica Polonica* 124, 67–86.
53. Gibbard P.L., 1988. The history of the great north-west European rivers during the past three million years. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. B318. 559–602
54. Goldstein, S.T., 1988. Foraminifera of relict salt marsh deposits, St. Catherines Island, Georgia: taphonomic implications. *Palaios* 327–334.
55. Goldstein, S.T., Harben, E.B., 1993. Taphofacies implications of infaunal foraminiferal assemblages in a Georgia salt marsh, Sapelo Island. *Micropaleontology* 53–62.

56. Grigoriev, A., Zhamoida, V., Spiridonov, M., Sharapova, A., Sivkov, V., Ryabchuk, D., 2011. Late-glacial and Holocene palaeoenvironments in the Baltic sea based on a sedimentary record from the Gdansk Basin. *Climate Research* 48, 13–21. doi:10.3354/cr00944
57. Groeneveld, J., Filipsson, H.L., Austin, W.E.N., Darling, K., McCarthy, D., Quintana Krupinski, N.B., Bird, C., Schweizer, M., 2018. Assessing proxy signatures of temperature, salinity, and hypoxia in the Baltic Sea through foraminifera-based geochemistry and faunal assemblages. *Journal of Micropalaeontology* 37, 403–429. doi:10.5194/jm-37-403-2018
58. Gudelis, V., 1985. Litho-and biostratigraphy of the Baltic Sea bottom sediments. *Mokslas, Vilnius* 114–189.
59. Gustafsson, B.G., Westman, P., 2002. On the causes for salinity variations in the Baltic Sea during the last 8500 years. *Paleoceanography* 17, 12-1-12–14. doi:10.1029/2000pa000572
60. Haapala I, Rämö T., 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 83. 165–171
61. Hänninen, J., Vuorinen, I., Hjelt, P., 2000. Climatic factors in the Atlantic control the oceanographic and ecological changes in the Baltic Sea. *Limnology and Oceanography* 45, 703–710. doi:10.4319/lo.2000.45.3.0703
62. Harff, J., Endler, R., Emelyanov, E., Kotov, S., Leipe, T., Moros, M., Olea, R., Tomczak, M., Witkowski, A., 2011. Late Quaternary Climate Variations Reflected in Baltic Sea Sediments. In: Jan Harff, Svante Björck, Peer Hoth (Eds.), *The Baltic Sea Basin*. Springer, Berlin Heidelberg. doi:10.1007/978-3-642-17220-5_5
63. Häusler, K., Moros, M., Wacker, L., Hammerschmidt, L., Dellwig, O., Leipe, T., Kotilainen, A., Arz, H.W., 2017. Mid- to late Holocene environmental separation of the northern and central Baltic Sea basins in response to differential land uplift. *Boreas* 46, 111–128. doi:10.1111/bor.12198
64. Hayward, B.W., Hollis, C.J., 1994. Brackish foraminifera in New Zealand; a taxonomic and ecologic review. *Micropaleontology* 40, 185–222.

65. Hedenström, A., Possnert, G., 2001. Reservoir ages in Baltic Sea sediment—a case study of an isolation sequence from the Litorina Sea stage. *Quaternary Science Reviews* 20, 1779–1785. doi:10.1016/S0277-3791(01)00069-5
66. Hermelin, J.O.R., 1987. Distribution of Holocene benthic foraminifera in the Baltic Sea. *The Journal of Foraminiferal Research* 17. doi:10.2113/gsjfr.17.1.62
67. Hille, S., Leipe, T., Seifert, T., 2006. Spatial variability of recent sedimentation rates in the Eastern Gotland Basin (Baltic Sea). *Oceanologia* 48, 287–307.
68. Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., 2003. Southwest Scandinavia, 40–15 ka BP: palaeogeography and environmental change. *Journal of Quaternary Science* 18. 769–786
69. Huckriede, H., Meischner, D., 1996. Origin and environment of manganese-rich sediments within black-shale basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1399–1413. doi:10.1016/0016-7037(96)00008-7
70. Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676–679. doi:10.1126/science.269.5224.676
71. Ignatius H., Axberg S., Niemistö L., Winterhalter B., 1981. Quaternary geology of the Baltic Sea. In: Voipio A (ed) *The Baltic Sea*. Elsevier Oceanography Series 30, Elsevier, Amsterdam
72. Jakobsson M., Björck S., Alm G., Andrén T., Lindeberg G., Svensson N.O., 2007. Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume. *Global and Planetary Change* 57. 355–370
73. Jaworowski K., Sikorska M., 2003. Composition and provenance of clastic material in the Ediacaran – Lowermost Cambrian from northern Poland: geotectonic implications. *Polish Geological Institute Special Papers* 8:1–59
74. Jensen J.B., Kuijpers A., Bennike O., Laier T., Werner F., 2002. New geological aspects for freshwater seepage and formation in Eckernförde Bay, western Baltic. *Continental Shelf Research* 22. 2159–2173

75. Jensen, J.B., Moros, M., Endler, R., 2017. The Bornholm Basin, southern Scandinavia: a complex history from Late Cretaceous structural developments to recent sedimentation. *Boreas* 46, 3–17. doi:10.1111/bor.12194
76. Jilbert, T., Slomp, C.P., 2013. Rapid high-amplitude variability in baltic sea hypoxia during the holocene. *Geology* 41, 1183–1186. doi:10.1130/G34804.1
77. Kabel, K., Moros, M., Porsche, C., Neumann, T., Adolphi, F., Andersen, T.J., Siegel, H., Gerth, M., Leipe, T., Jansen, E., Sinninghe Damsté, J.S., 2012. Impact of climate change on the Baltic Sea ecosystem over the past 1,000 years. *Nature Climate Change* 2, 871–874. doi:10.1038/nclimate1595
78. Kaiho, K., 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology* 22, 719–722.
79. Kaminski, M.A., Gradstein, F.M., 2005. Atlas of Paleogene cosmopolitan deep-water agglutinated foraminifera. Grzybowski Foundation.
80. Korja A, Heikkinena P, Aarob S., 2001. Crustal structure of the northern Baltic Sea palaeorift. *Tectonophysics* 331(4):341–358
81. Kostecki, R., Radziejewska, T., 2021. The foraminiferal record in the Holocene evolution of the Mecklenburg Bay (south-western Baltic Sea). *Oceanological and Hydrobiological Studies* 50, 169–183. doi:10.2478/oandhs-2021-0016
82. Kotilainen, A.T., Arppe, L., Dobosz, S., Jansen, E., Kabel, K., Karhu, J., Kotilainen, M.M., Kuijpers, A., Lougheed, B.C., Meier, H.E.M., Moros, M., Neumann, T., Porsche, C., Poulsen, N., Rasmussen, P., Ribeiro, S., Risebrobakken, B., Ryabchuk, D., Schimanke, S., Snowball, I., Spiridonov, M., Virtasalo, J.J., Weckström, K., Witkowski, A., Zhamoida, V., 2014. Echoes from the Past: A Healthy Baltic Sea Requires More Effort. *AMBIO* 43. doi:10.1007/s13280-013-0477-4
83. Kouts, T., Omstedt, A., 1993. Deep water exchange in the Baltic Proper. *Tellus, Series A* 45 A, 311–324. doi:10.3402/tellusa.v45i4.14895
84. Kratzer, S., Ebert, K., Sørensen, K., 2011. Monitoring the Bio-optical State of the Baltic Sea Ecosystem with Remote Sensing and Autonomous In Situ Techniques. doi:10.1007/978-3-642-17220-5_20

85. Kuliński, K., Pempkowiak, J., 2012. Carbon Cycling in the Baltic Sea, GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences. doi:10.1007/978-3-642-19388-0
86. Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B., Veres, D., 2011. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science* 26, 109–117. doi:10.1002/jqs.1438
87. Lagoe, M.B., 1979. Recent benthonic foraminiferal biofacies in the Arctic Ocean. *Micropaleontology* 214–224.
88. Laine, A.O., Sandler, H., Andersin, A.-B., Stigzelius, J., 1997. Long-term changes of macrozoobenthos in the Eastern Gotland Basin and the Gulf of Finland (Baltic Sea) in relation to the hydrographical regime. *Journal of Sea Research* 38, 135–159.
89. Laskina, D., Dorokhova, E., Koroleva, Y., 2024. Water content and Pb concentrations in the bottom sediments of the Gdansk Deep (South-Eastern Baltic Sea) according to the portable X-ray fluorescence analyzer Olympus VANTA C. *RJES*. doi:10.2205/2024ES000879
90. Laskovas E., 2000. The sedimentation environments of the Ordovician basin in the SW margin of the East European platform and lithogenesis of deposits, Vilnius. 314
91. Lass, H., Matthäus, W., 2008. General Oceanography of the Baltic Sea. In: *State and Evolution of the Baltic Sea, 1952–2005*. Wiley, pp. 5–43. doi:10.1002/9780470283134.ch2
92. Lass, H.U., Mohrholz, V., 2003. On dynamics and mixing of inflowing saltwater in the Arkona Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108. doi:10.1029/2002JC001465
93. Lehmann, A., Krauss, W., Hinrichsen, H.H., 2002. Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 54, 299–316. doi:10.1034/j.1600-0870.2002.00289.x

94. Lehmann, A., Myrberg, K., Post, P., Chubarenko, I., Dailidienė, I., Hinrichsen, H.H., Hüseyin, K., Liblik, T., Meier, H.E.M., Lips, U., Bukanova, T., 2022. Salinity dynamics of the Baltic Sea. *Earth System Dynamics*. doi:10.5194/esd-13-373-2022
95. Leipe, T., Tauber, F., Vallius, H., Virtasalo, J., Uścińowicz, S., Kowalski, N., Hille, S., Lindgren, S., Myllyvirta, T., 2011. Particulate organic carbon (POC) in surface sediments of the Baltic Sea. *Geo-Marine Letters* 31. doi:10.1007/s00367-010-0223-x
96. Lemke, W., 1998. Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. Institut für Ostseeforschung Warnemünde.
97. Lenz, C., Jilbert, T., Conley, D.J., Slomp, C.P., 2015. Hypoxia-driven variations in iron and manganese shuttling in the Baltic Sea over the past 8 kyr. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16, 3754–3766.
98. Lepland, A., Stevens, R.L., 1998. Manganese authigenesis in the landsort deep, Baltic Sea. *Marine geology* 151, 1–25.
99. Leppäranta, M., Myrberg, K., 2009. *Physical oceanography of the Baltic Sea*. Springer Science & Business Media.
100. Linnemann U, Romer RL, Pin C, Aleksandrowski P, Buła Z, Geisler T, Kachlik V, Krzemińska E, Mazur S, Motuza G, Murphy JB, Nance RD, Pisarevsky SA, Schulz B, Ulrich J, Wiszniewska J, Zaba J, Zeh A, 2008. Precambrian. In: McCann T (ed) *The geology of Central Europe, Volume I: Precambrian and Palaeozoic*. Geological Society, London, pp 21–101
101. Loughheed, B.C., Snowball, I., Moros, M., Kabel, K., Muscheler, R., Virtasalo, J.J., Wacker, L., 2012. Using an independent geochronology based on palaeomagnetic secular variation (PSV) and atmospheric Pb deposition to date Baltic Sea sediments and infer 14C reservoir age. *Quaternary Science Reviews* 42, 43–58. doi:10.1016/j.quascirev.2012.03.013

102. Lougheed, B.C., Filipsson, H.L., Snowball, I., 2013. Large spatial variations in coastal ^{14}C reservoir age - A case study from the Baltic Sea. *Climate of the Past* 9, 1015–1028. doi:10.5194/cp-9-1015-2013
103. Lougheed, B.C., Obrochta, S.P., Lenz, C., Mellström, A., Metcalfe, B., Muscheler, R., Reinholdsson, M., Snowball, I., Zillén, L., 2017. Bulk sediment ^{14}C dating in an estuarine environment: How accurate can it be? *Paleoceanography* 32, 123–131. doi:10.1002/2016PA002960
104. Lukashina, N., 2002. Foraminifera. In: Emelyanov, E. (Ed.), *Geology of the Gdansk Basin, Baltic Sea*. Yantarnyi Skaz, pp. 134–137.
105. Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Rickli, R., Jacobeit, J., Beck, C., Gyalistras, D., Schmutz, C., Wanner, H., 2002. Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. *Climate Dynamics* 18. doi:10.1007/s00382-001-0196-6
106. Lutze, F., 1965. Zur Foraminiferen-Fauna der Ostsee. *Meyniana* 15, 75–142.
107. Marks L., 2004. Quaternary research in Poland: selected achievements and prospects. *Przegląd Geologiczny* 52(8/2). P. 800–805
108. Markus Meier, H.E., 2007. Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 74. doi:10.1016/j.ecss.2007.05.019
109. Marsh, R., Mills, R.A., Green, D.R.H., Salter, I., Taylor, S., 2007. Controls on sediment geochemistry in the Crozet region. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 54, 2260–2274. doi:10.1016/j.dsr2.2007.06.004
110. Matthäus, W., 2006. The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea - from the early beginning to recent results. *Meereswissenschaftliche Berichte Marine Science Reports* 65, 1–65.
111. Matthäus, W., Franck, H., 1992. Characteristics of major Baltic inflows—a statistical analysis. *Continental Shelf Research* 12, 1375–1400. doi:10.1016/0278-4343(92)90060-W

112. McCave, I.N., Hall, I.R., 2006. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, n/a-n/a. doi:10.1029/2006GC001284
113. McCave, I.N., Manighetti, B., Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography* 10, 593–610. doi:10.1029/94PA03039
114. Meier, H.E.M., 2005. Modeling the age of Baltic Seawater masses: Quantification and steady state sensitivity experiments. *Journal of Geophysical Research* 110. doi:10.1029/2004JC002607
115. Meier, H.E.M., Feistel, R., Piechura, J., Arneborg, L., Burchard, H., Fiekas, V., Golenko, N., Kuzmina, N., Mohrholz, V., Nohr, C., Paka, V.T., Sellschopp, J., Stips, A., Zhurbas, V., 2006. Ventilation of the Baltic Sea deep water: A brief review of present knowledge from observations and models. *Oceanologia* 48, 133–164.
116. Meier, M., Kauker, F., 2003. Sensitivity of the Baltic Sea salinity to the freshwater supply. *Climate Research* 24. doi:10.3354/cr024231
117. Mendes, I., Lobo, F.J., Hanebuth, T.J.J., López-Quirós, A., Schönfeld, J., Lebreiro, S., Reguera, M.I., Antón, L., Ferreira, Ó., 2020. Temporal variability of flooding events of Guadiana River (Iberian Peninsula) during the middle to late Holocene: Imprints in the shallow-marine sediment record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 556, 109900. doi:10.1016/J.PALAEO.2020.109900
118. Mohrholz, V., 2018. Major Baltic inflow statistics - Revised. *Frontiers in Marine Science* 5, 1–16. doi:10.3389/fmars.2018.00384
119. Mohrholz, V., Dutz, J., Kraus, G., 2006. The impact of exceptionally warm summer inflow events on the environmental conditions in the Bornholm Basin. *Journal of Marine Systems* 60, 285–301. doi:10.1016/J.JMARSYS.2005.10.002
120. Mohrholz, V., Naumann, M., Nausch, G., Krüger, S., Gräwe, U., 2015. Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation. *Journal of Marine Systems* 148. doi:10.1016/j.jmarsys.2015.03.005
121. Moros, M., Lemke, W., Kuijpers, A., Endler, R., Jensen, J.B., Bennike, O., Gingele, F., 2002. Regressions and transgressions of the Baltic basin reflected by a new

high-resolution deglacial and postglacial lithostratigraphy for Arkona Basin sediments (western Baltic Sea). *Boreas* 31, 151–162.

122. Moros, M., Andersen, T.J., Schulz-Bull, D., Häusler, K., Bunke, D., Snowball, I., Kotilainen, A., Zillén, L., Jensen, J.B., Kabel, K., Hand, I., Leipe, T., Lougheed, B.C., Wagner, B., Arz, H.W., 2017. Towards an event stratigraphy for Baltic Sea sediments deposited since AD 1900: approaches and challenges. *Boreas* 46, 129–142. doi:10.1111/bor.12193

123. Moros, M., Kotilainen, A.T., Snowball, I., Neumann, T., Perner, K., Meier, H.E.M., Leipe, T., Zillén, L., Damste, J.S.S., Schneider, R., 2020. Is ‘deep-water formation’ in the Baltic Sea a key to understanding seabed dynamics and ventilation changes over the past 7,000 years? *Quaternary International* 550, 55–65.

124. Murray, J.W., 2006. Ecology and applications of benthic foraminifera. Cambridge university press.

125. Murray, J.W., Alve, E., 2011. The distribution of agglutinated foraminifera in NW European seas: Baseline data for the interpretation of fossil assemblages.

126. Neumann, T., Christiansen, C., Clasen, S., Emeis, K.C., Kunzendorf, H., 1996. Geochemical records of salt-water inflows into the deep basins of the Baltic Sea. *Continental Shelf Research* 17, 95–115. doi:10.1016/0278-4343(96)00023-4

127. Neumann, T., Siegel, H., Moros, M., Gerth, M., Kniebusch, M., Heydebreck, D., 2020. Ventilation of the northern Baltic Sea. *Ocean Science* 16, 767–780. doi:10.5194/os-16-767-2020

128. Ning, W., Andersson, P.S., Ghosh, A., Khan, M., Filipsson, H.L., 2017. Quantitative salinity reconstructions of the Baltic Sea during the mid-Holocene. *Boreas* 46, 100–110. doi:10.1111/bor.12156

129. Ojaveer, H., Jaanus, A., MacKenzie, B.R., Martin, G., Olenin, S., Radziejewska, T., Telesh, I., Zettler, M.L., Zaiko, A., 2010. Status of Biodiversity in the Baltic Sea. *PLoS ONE* 5, e12467. doi:10.1371/journal.pone.0012467

130. Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience* 5, 808–812. doi:10.1038/ngeo1589

131. Paskevicius J., 1997. The geology of the Baltic Republics. Geological Survey of Lithuania. Vilnius. 388
132. Polovodova, I., Schonfeld, J., 2008. Foraminiferal test abnormalities in the western Baltic Sea. *The Journal of Foraminiferal Research* 38. doi:10.2113/gsjfr.38.4.318
133. Ponomarenko, E., Krechik, V., Dorokhova, E., 2020. Environmental factors affecting recent benthic foraminiferal distribution in the south-eastern baltic sea. *Baltica* 33, 58–70. doi:10.5200/baltica.2020.1.6
134. Ponomarenko, E.P., Krechik, V.A., 2018. Benthic foraminifera distribution in the modern sediments of the Southeastern Baltic Sea with respect to North Sea water inflows. *Russian Journal of Earth Sciences* 18. doi:10.2205/2018ES000632
135. Poprawa P, Šliaupa S, Stephenson RA, Lazauskiene J., 1999. Late Ediacaran–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. *Tectonophysics* 314:219–239
136. Porz, L., Zhang, W., Schrum, C., 2021. Density-driven bottom currents control development of muddy basins in the southwestern Baltic Sea. *Marine Geology* 438, 106523. doi:10.1016/j.margeo.2021.106523
137. Radtke, H., Brunnabend, S.E., Gräwe, U., Markus Meier, H.E., 2020. Investigating interdecadal salinity changes in the Baltic Sea in a 1850-2008 hindcast simulation. *Climate of the Past* 16, 1617–1642. doi:10.5194/cp-16-1617-2020
138. Reckermann, M., 2018. *The Baltic Sea in Transition*.
139. Reckermann, M., Omstedt, A., Pawlak, J., Storch, H., 2014. Climate Change in the Baltic Sea region - What do we know? *Social Dimensions of Climate Change Adaptation in Coastal Regions - Findings from Transdisciplinary Research* 19–32.
140. Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., Plicht, J. van der, Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi,

F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, 725–757. doi:10.1017/RDC.2020.41

141. Reissmann, J.H., Burchard, H., Feistel, R., Hagen, E., Lass, H.U., Mohrholz, V., Nausch, G., Umlauf, L., Wieczorek, G., 2009. Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication - A review. *Progress in Oceanography* 82, 47–80. doi:10.1016/j.pocean.2007.10.004

142. Renberg, I., Persson, M.W., Emteryd, O., 1994. Pre-industrial atmospheric lead contamination detected in Swedish lake sediments. *Nature* 368, 323–326. doi:10.1038/368323a0

143. Renberg, I., Brännvall, M.L., Bindler, R., Emteryd, O., 2000. Atmospheric lead pollution history during four millennia (2000 BC to 2000 AD) in Sweden. *Ambio* 29, 150–156. doi:10.1579/0044-7447-29.3.150

144. Renberg, I., Bindler, R., Brännvall, M.L., 2001. Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe. *Holocene* 11, 511–516. doi:10.1191/095968301680223468

145. Renberg, I., Brännvall, M.L., Bindler, R., Emteryd, O., 2002. Stable lead isotopes and lake sediments—a useful combination for the study of atmospheric lead pollution history. *Science of The Total Environment* 292, 45–54. doi:10.1016/S0048-9697(02)00032-3

146. Renssen, H., Seppä, H., Crosta, X., Goosse, H., Roche, D.M., 2012. Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quaternary Science Reviews* 48, 7–19. doi:10.1016/j.quascirev.2012.05.022

147. Rosentau, A., Bennike, O., Uscinowicz, S., Miotk-Szpiganowicz, G., 2017. The Baltic Sea Basin. In: *Submerged Landscapes of the European Continental Shelf: Quaternary Paleoenvironments*. Wiley Blackwell, pp. 103–133. doi:10.1002/9781118927823.ch5

148. Rothwell, R.G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I.W., Frenz, M., 2006. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western

Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. Geological Society, London, Special Publications 267, 79–98. doi:10.1144/GSL.SP.2006.267.01.06

149. Ryabchuk, D. V., Sergeev, A.Y., Prishchepenko, D. V., Zhamoida, V.A., Elkina, D. V., Piskarev, A.L., Bashirova, L.D., Ponomarenko, E.P., Budanov, L.M., Grigoriev, A.G., Evdokimenko, A. V., 2021. Impact of climate change on sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland during the Middle to Late Holocene. *Boreas* 50, 381–403. doi:10.1111/bor.12500

150. Schimanke, S., Meier, H.E.M., Kjellström, E., Strandberg, G., Hordoier, R., 2012. The climate in the Baltic Sea region during the last millennium simulated with a regional climate model. *Climate of the Past* 8, 1419–1433. doi:10.5194/cp-8-1419-2012

151. Schönfeld, J., Alve, E., Geslin, E., Jorissen, F., Korsun, S., Spezzaferri, S., Abramovich, S., Almogi-Labin, A., Chatelet, E.A. du, Barras, C., Bergamin, L., Bicchi, E., Bouchet, V., Cearreta, A., Bella, L. Di, Dijkstra, N., Disaro, S.T., Ferraro, L., Frontalini, F., Gennari, G., Golikova, E., Haynert, K., Hess, S., Husum, K., Martins, V., McGann, M., Oron, S., Romano, E., Sousa, S.M., Tsujimoto, A., 2012. The FOBIMO (FOraminiferal BIo-MONitoring) initiative-Towards a standardised protocol for soft-bottom benthic foraminiferal monitoring studies. *Marine Micropaleontology* 94–95, 1–13. doi:10.1016/j.marmicro.2012.06.001

152. Schröder-Adams, C., 2006. Estuaries of the past and present: A biofacies perspective. *Sedimentary Geology* 190, 289–298. doi:10.1016/J.SEDGEO.2006.05.008

153. Schrum, C., 2001. Regionalization of climate change for the North Sea and Baltic Sea. *Climate Research* 18, 31–37.

154. Seip, K.L., Grøn, Ø., Wang, H., 2019. The North Atlantic oscillations: Cycle times for the NAO, the AMO and the AMOC. *Climate* 7. doi:10.3390/cli7030043

155. Seppä, H., Hammarlund, D., Antonsson, K., 2005. Low-frequency and high-frequency changes in temperature and effective humidity during the Holocene in south-central Sweden: implications for atmospheric and oceanic forcings of climate. *Climate Dynamics* 25, 285–297. doi:10.1007/s00382-005-0024-5

156. Settle, D.M., Patterson, C.C., 1980. Lead in Albacore: Guide to Lead Pollution in Americans. *Science* 207, 1167–1176. doi:10.1126/science.6986654
157. Šliaupa S., Hoth P., 2011. Geological evolution and resources of the Baltic Sea area from the Precambrian to the Quaternary. *The Baltic Sea Basin*. 13-51.
158. Šliaupa A, Gelumauskaite Z, Straume J, Šliaupa S., 1995. Neotectonic structure of eastern part of Baltic Sea and adjacent land area. *Technika Poszukiwan Geologicznych*. Krakow. 63–65
159. Snoeijs-Leijonmalm, P., Schubert, H., Radziejewska, T., 2017. *Biological oceanography of the Baltic Sea*. Springer Science & Business Media.
160. Sohlenius, G., Sternbeck, J., Andrén, E., Westman, P., 1996. Holocene history of the Baltic Sea as recorded in a sediment core from the Gotland Deep. *Marine Geology* 134, 183–201. doi:10.1016/0025-3227(96)00047-3
161. Sohlenius, G., Emeis, K.-C., Andrén, E., Andrén, T., Kohly, A., 2001. Development of anoxia during the Holocene fresh–brackish water transition in the Baltic Sea. *Marine Geology* 177. doi:10.1016/S0025-3227(01)00174-8
162. SOHLENIUS, G., WESTMAN, P., 1998. Salinity and redox alternations in the northwestern Baltic proper during the late Holocene. *Boreas* 27, 101–114. doi:10.1111/j.1502-3885.1998.tb00871.x
163. Sommer, S., Clemens, D., Yücel, M., Pfannkuche, O., Hall, P.O.J., Almroth-Rosell, E., Schulz-Vogt, H.N., Dale, A.W., 2017. Major bottom water ventilation events do not significantly reduce basin-wide benthic N and P release in the Eastern Gotland Basin (Baltic Sea). *Frontiers in Marine Science* 4, 1–17. doi:10.3389/fmars.2017.00018
164. Spiridonov¹, M., Ryabchuk¹, D., Kotilainen, A., Vallius, H., Nesterova¹, E., Zhamoida¹, V., 2007. The Quaternary deposits of the eastern Gulf of Finland. Holocene sedimentary environment and sediment geochemistry of the Eastern Gulf of Finland, *Baltic Sea* 7.
165. Staniszewski, A., Lejman, A., Pempkowiak, J., 2001. Horizontal and vertical distribution of lignin in surface sediments of the Gdańsk Basin. *Oceanologia* 43, 421–439.

166. Stanton, T., Snowball, I., Zillén, L., Wastegård, S., 2010. Validating a Swedish varve chronology using radiocarbon, palaeomagnetic secular variation, lead pollution history and statistical correlation. *Quaternary Geochronology* 5, 611–624. doi:10.1016/J.QUAGEO.2010.03.004
167. Stefanoudis, P. V, 2016. Benthic foraminiferal responses to mesoscale environmental heterogeneity at the Porcupine Abyssal Plain, NE Atlantic.
168. Stigebrandt, A., 2017. Processes and factors influencing the through-flow of new deepwater in the Bornholm Basin. *Oceanologia* 59, 69–80. doi:10.1016/J.OCEANO.2016.09.001
169. Stigebrandt, A., Kalén, O., 2013. Improving Oxygen Conditions in the Deeper Parts of Bornholm Sea by Pumped Injection of Winter Water. *AMBIO* 42, 587–595. doi:10.1007/s13280-012-0356-4
170. Suplińska, M.M., Pietrzak-Flis, Z., 2008. Sedimentation rates and dating of bottom sediments in the Southern Baltic Sea region. *Nukleonika* 53, 105–111.
171. Suveizdis P.I., Katinas V., 1990. Atlas of the lithologic-paleogeographical maps of the Soviet Baltic and adjacent areas: Permian – Neogene. Leningradskaia kartograficheskaja fabrika VSEGEL, Vilnius. 45
172. Sviridov, N.I., Emelyanov, E.M., 2000. Lithofacial complexes of quaternary deposits in the central and southeastern baltic sea. *Lithology and Mineral Resources* 35, 211–231. doi:10.1007/BF02821956
173. Thies, A., 1990. The ecology, distribution and taxonomy of *Crithionina hispida* Flint, 1899. In: *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera*. Springer, pp. 305–313.
174. Thomson, J., Higgs, N.C., Croudace, I.W., Colley, S., Hydes, D.J., 1993. Redox zonation of elements at an oxic/post-oxic boundary in deep-sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 579–595.
175. Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C., 2009. Persistent positive north atlantic oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. *Science* 324, 78–80. doi:10.1126/science.1166349

176. Virtasalo, J.J., Bonsdorff, E., Moros, M., Kabel, K., Kotilainen, A.T., Ryabchuk, D., Kallonen, A., Hämäläinen, K., 2011. Ichnological trends along an open-water transect across a large marginal-marine epicontinental basin, the modern Baltic Sea. *Sedimentary Geology* 241, 40–51. doi:10.1016/j.sedgeo.2011.09.010

177. Virtasalo, J.J., Ryabchuk, D., Kotilainen, A.T., Zhamoida, V., Grigoriev, A., Sivkov, V., Dorokhova, E., 2014. Middle Holocene to present sedimentary environment in the easternmost Gulf of Finland (Baltic Sea) and the birth of the Neva River. *Marine Geology* 350, 84–96. doi:10.1016/j.margeo.2014.02.003

178. Visbeck, M.H., Hurrell, J.W., Polvani, L., Cullen, H.M., 2001. The North Atlantic oscillation: Past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 98, 12876–12877. doi:10.1073/pnas.231391598

179. Vleeschouwer, F. De, Fagel, N., Cheburkin, A., Pazdur, A., Sikorski, J., Mattielli, N., Renson, V., Fialkiewicz, B., Piotrowska, N., Roux, G. Le, 2009. Anthropogenic impacts in North Poland over the last 1300 years — A record of Pb, Zn, Cu, Ni and S in an ombrotrophic peat bog. *Science of The Total Environment* 407, 5674–5684. doi:10.1016/J.SCITOTENV.2009.07.020

180. Voipio, A., 1981. *The Baltic Sea*. Elsevier.

181. Walker M., Johnsen S., Rasmussen S., Popp T., Steffensen J.P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24:3–17

182. Wang, M., Zheng, H., Xie, X., Fan, D., Yang, S., Zhao, Q., Wang, K., 2011. A 600-year flood history in the Yangtze River drainage: Comparison between a subaqueous delta and historical records. *Chinese Science Bulletin* 56, 188–195. doi:10.1007/s11434-010-4212-2

183. Wasmund, N., Nausch, G., Matthäus, W., 1998. Phytoplankton spring blooms in the southern Baltic Sea—spatio-temporal development and long-term trends. *Journal of Plankton Research* 20, 1099–1117. doi:10.1093/plankt/20.6.1099
184. Wefer, G., Lutze, G.F., 1978. Carbonate production by benthic foraminifera and accumulation in the western Baltic 1. *Limnology and oceanography* 23, 992–996.
185. Winterhalter, B., 1992. Late-Quaternary stratigraphy of Baltic Sea basins - a review. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 64. doi:10.17741/bgsf/64.2.007
186. Wirdum, F. van, Andrén, E., Wienholz, D., Kotthoff, U., Moros, M., Fanget, A.S., Seidenkrantz, M.S., Andrén, T., 2019. Middle to late holocene variations in salinity and primary productivity in the central Baltic Sea: A multiproxy study from the landsort deep. *Frontiers in Marine Science* 6, 1–22. doi:10.3389/fmars.2019.00051
187. Witkowski A., 1994. Recent and fossil diatom flora of the Galf of Gdansk, Southern Baltic Sea. *Bibliotheca Diatomologica*. V. 28. P. 1-313.
188. Yu S.Y., Berglund B. E., 2007. A dinoflagellate cyst record of Holocene climate and hydrological changes along the southeastern Swedish Baltic coast. *Quaternary Research*. 67. 2. 215-224.
189. Zachowicz, J., Miotk-Szpiganowicz, G., Kramarska, R., Uścińowicz, S., Przewdziecki, P., 2008. A critical review and reinterpretation of bio-, litho- and seismostratigraphic data of the Southern Baltic deposits. *Polish Geological Institute Special Papers* 23, 117–138.
190. Zalewska, T., Przygodzki, P., Suplińska, M., Saniewski, M., 2020. Geochronology of the southern Baltic Sea sediments derived from ²¹⁰Pb dating. *Quaternary Geochronology* 56. doi:10.1016/j.quageo.2019.101039
191. Zhurbas, V.M., Paka, V.T., 1997. Mesoscale thermohaline variability in the Eastern Gotland Basin following the 1993 major Baltic inflow. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102, 20917–20926.
192. Zhurbas, V.M., Paka, V.T., 1999. What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? *Journal of Marine Systems* 21, 229–241. doi:10.1016/S0924-7963(99)00016-0

193. Zillén, L., Conley, D.J., Andrén, T., Andrén, E., Björck, S., 2008. Past occurrences of hypoxia in the Baltic Sea and the role of climate variability, environmental change and human impact. *Earth-Science Reviews* 91, 77–92. doi:10.1016/j.earscirev.2008.10.001

194. Zillén, L., Lenz, C., Jilbert, T., 2012. Stable lead (Pb) isotopes and concentrations - A useful independent dating tool for Baltic Sea sediments. *Quaternary Geochronology* 8, 41–45. doi:10.1016/j.quageo.2011.11.001

195. Zorita, E., Laine, A., 2000. Dependence of salinity and oxygen concentrations in the Baltic Sea on large-scale atmospheric circulation. *Climate Research* 14, 25–41. doi:10.3354/cr014025

Таблица П.1. Расположение и глубина станций отбора проб, полученных в 131 рейсе НИС «Профессор Штокман» (ПШ) и в 33 рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (АНС) в 2016 г.

Номер станции	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина воды, м
ПШ-131001	54°51.935'	19°20.967'	109
ПШ-131002	55°05.964'	19°13.496'	101
ПШ-131003	55°20.282'	19°05.950'	78
ПШ-131004	55°35.155'	19°01.483'	88
ПШ-131005	55°23.649'	20°34.055'	34
ПШ-131006	55°19.856'	20°33.648'	32
ПШ-131007	55°18.006'	20°10.438'	47
ПШ-131008	55°10.043'	19°49.958'	68
ПШ-131010	55°35.008'	19°02.034'	81
ПШ-131011	55°52.593'	18°56.240'	107
ПШ-131013	55°54.645'	19°03.485'	109
ПШ-131014	55°53.608'	19°03.758'	109
ПШ-131015	55°52.861'	19°00.810'	102
ПШ-131016	55°51.531'	18°57.314'	104
ПШ-131017	55°51.138'	18°59.288'	85
ПШ-131019	55°51.861'	19°08.733'	78
ПШ-131020	55°49.059'	19°03.126'	95
ПШ-131021	55°49.802'	19°10.101'	75
ПШ-131022	55°50.380'	19°13.961'	72
АНС-33059	54°59.99'	15°40.78'	100
АНС-33060	54°59.4'	15°38.68'	83

АНС-33061	55°52.39'	18°57.14'	103
АНС-33064	55°35.16'	19°1.74'	84
АНС-33066	55°20.282'	19°05.950'	83
АНС-33068	55°05.964'	19°13.496'	101
АНС-33070	54°51.935'	19°20.967'	109

Таблица П.2. Концентрация раковин бентосных фораминифер и их родовое богатство в исследованных поверхностных осадках Гданьского и Борнхольмского бассейнов

Номер станции	Среднее количество раковин на 10 грамм	Среднее количество родов на 10 грамм
ПШ-131001 / АНС-33070	101.4	7
ПШ-131002 / АНС-33068	17.9	4
ПШ-131003 / АНС-33066	453.4	4
ПШ-131004 / АНС-33064	83.7	2
ПШ-131005	0.2	1
ПШ-131006	0.6	1
ПШ-131007	3.7	2
ПШ-131008	4.9	2
ПШ-131010	18.7	1
ПШ-131011 / АНС-33061	144.4	6
ПШ-131013	10.4	4
ПШ-131014	0.6	1
ПШ-131015	4.6	3
ПШ-131016	1.6	3
ПШ-131017	4.7	3
ПШ-131019	2.3	2

ПШ-131020	2.1	2
ПШ-131021	2.5	5
ПШ-131022	1.9	1
АНС-33059	369.5	6
АНС-33060	347.9	4

Таблица П.3. Расположение и глубина воды на станциях отбора осадочных колонок. МГГТ — малая герметичная гравитационная трубка, ГТ — гравитационная труба.

Номер станции	Координаты	Глубина воды, м	Длина осадочной колонки, см	Тип пробоотборника
АБП-43026	55.4134 с.ш.; 19.4236 в.д.	78	56	МГГТ
АБП-43035	55.0588 с.ш.; 19.1356 в.д.	104	46	МГГТ
АБП-43105	55.0166 с.ш.; 19.5637 в.д.	105	54	МГГТ
АБП-44059	54.9563 с.ш.; 14.0578 в.д.	45	45	МГГТ
АБП-44063	55.2597 с.ш.; 16.0145 в.д.	89	45	МГГТ
АБП-44037	55.94226 с.ш.; 18.8183 в.д.	117	35	МГГТ
АБП-44035	55.94226 с.ш.; 18.8183 в.д.	117	396	ГТ

Таблица П.4. Глубина воды и местоположения отбора осадочных колонок, представленных на литологическом профиле на Рисунке 4.4, а также координаты конечных точек акустического профиля, представленного на Рисунке 4.1.

Название колонки	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина вода, м	Длина колонки, м	Источник
АВР-44035	55.94226	18.8183	117	4.04	настоящее исследование
АК-2690	56.57	20.04	129	6.9	Gudelis, 1985 Blazhchishin, 1998
АК-2636	56.725	20.00333	160	11.0	Gudelis, 1985 Blazhchishin, 1998
АК-2618	57.272	20.012	238	8.0	Gudelis, 1985 Blazhchishin, 1998
211660–1	57.28295	20.11854	240.3	8.78	Andren et al., 2000 Kotilainen et al., 2000 Kotilainen et al., 2002 Zillén et al., 2008 Harff et al., 2011 Rosentau, 2017
370540-6	57.2835	20.12083	243	7.43	Lougheed et al., 2012 Hausler et al., 2017 Moros et al., 2020
370530-5	57.38533	20.25817	231	4.98	Lougheed et al., 2012 Moros et al., 2020
АК-2622	57.43167	20.30167	240	9.0	Gudelis, 1985 Blazhchishin, 1998
АК-2611	57.76333	20.62167	130	9.3	Gudelis, 1985 Blazhchishin, 1998
западный	55.9399	18.7681			Sviridov et al.,

конец профиля					2000
восточный конец профиля	55.9408	18.8565			Sviridov et al., 2000

**Фаунистический список бентосных фораминифер, обнаруженных в
исследованных поверхностных осадках и материале колонок**

- Ammonia* sp. Brünnich, 1771
- Ammonia batava* Hofker, 1951
- Bathysiphon* sp. Sars, 1872
- Cribrolephidium incertum* Williamson, 1858 (*Elphidium incertum* Williamson, 1858)
- Crithionina cf. pisum* Goës, 1896
- Elphidium* spp. Montfort, 1808
- Elphidium excavatum* Terquem, 1875 (*Polystomella excavata* Terquem, 1875)
- Eponides* sp. Montfort, 1808
- Gyroidinoides* spp. Brotzen, 1942
- Melonis* sp. Montfort, 1808
- Miliammina fusca* Brady, 1870 (*Quinqueloculina fusca* Brady, 1870)
- Nodulina dentaliniformis* Brady, 1881 (*Lituola (Reophax) dentaliniformis* Brady, 1881)
- Psammosphaera* sp. Schulze, 1875
- Pseudothurammina* sp. Scott, Mediolli & Williamson, 1981
- Reophax* sp. Montfort, 1808
- Reophax nana* Rhumbler, 1913
- Reophax regularis* Höglund, 1947
- Reophax mankowskii* Brodniewicz, 1965
- Rhabdammina* sp. Sars in Carpenter, 1869
- Saccammina* sp. Sars in Carpenter, 1869
- Thurammina cf. papillata* Brady, 1879

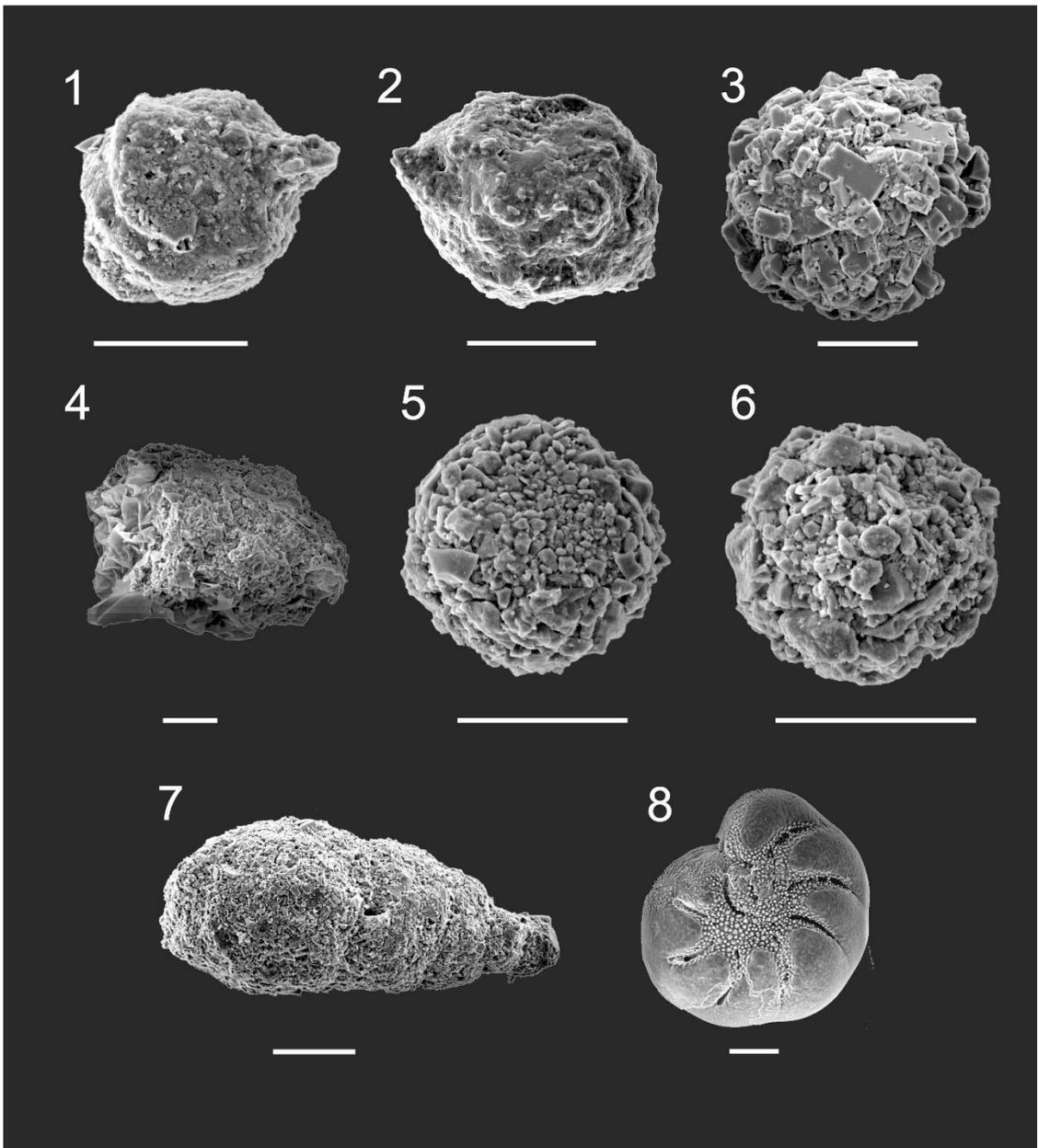


Рисунок П.1. Фотографии бентосных фораминифер, выполненные на сканирующем электронном микроскопе (1–2 — *Saccamina* sp., 3,5,6 — *Psammosphaera* sp., 4 — *Pseudothurammia* cf. *limnetis*, 7 — *Reophax* sp., 8 — *Criboelphidium albiumbilicatum* cf. *subarcticum*. Шкала соответствует 50 мкм.

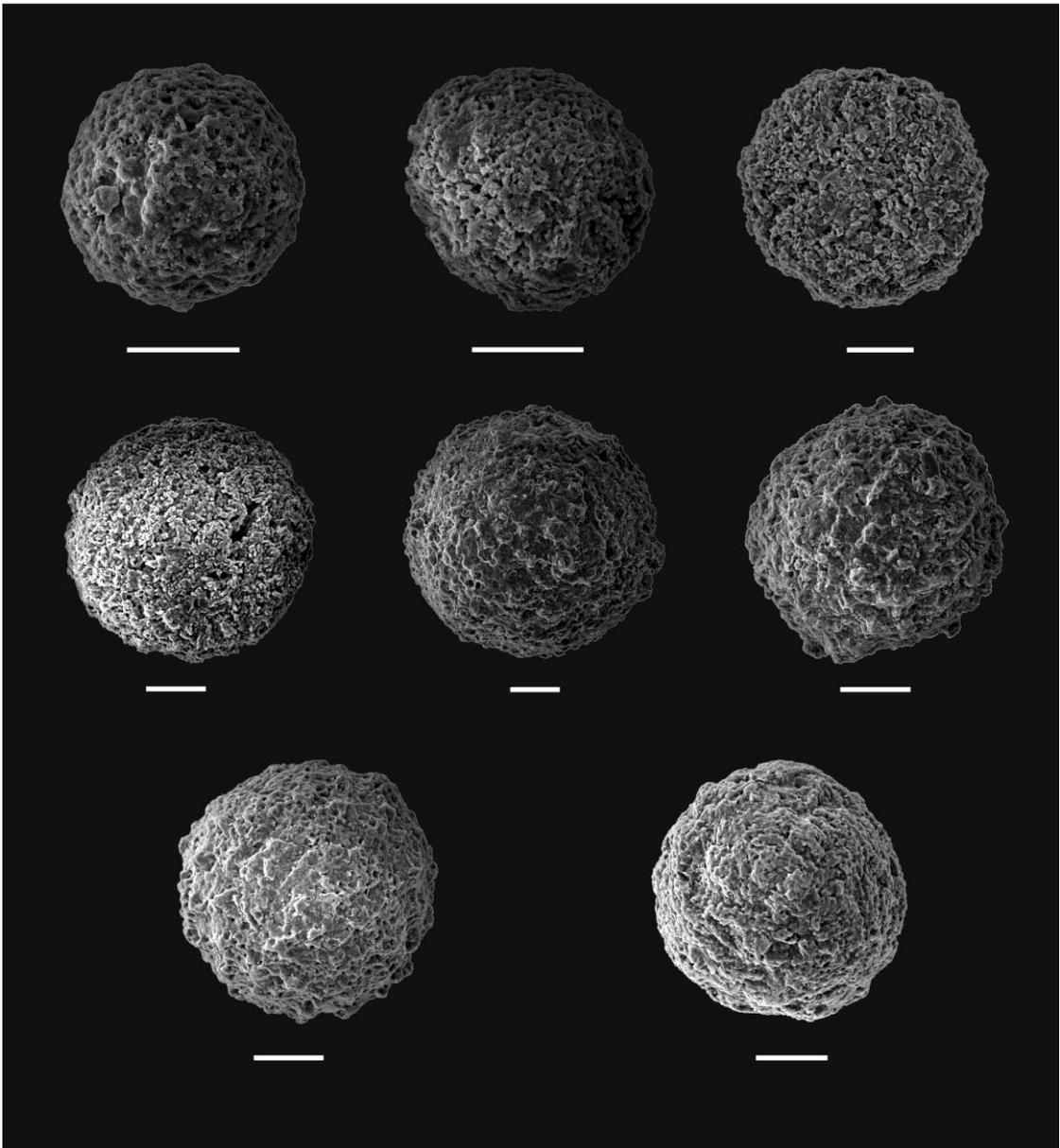


Рисунок П.2. Фотографии бентосных фораминифер рода *Pseudothuramina*, выполненные на сканирующем электронном микроскопе. Шкала соответствует 50 мкм.

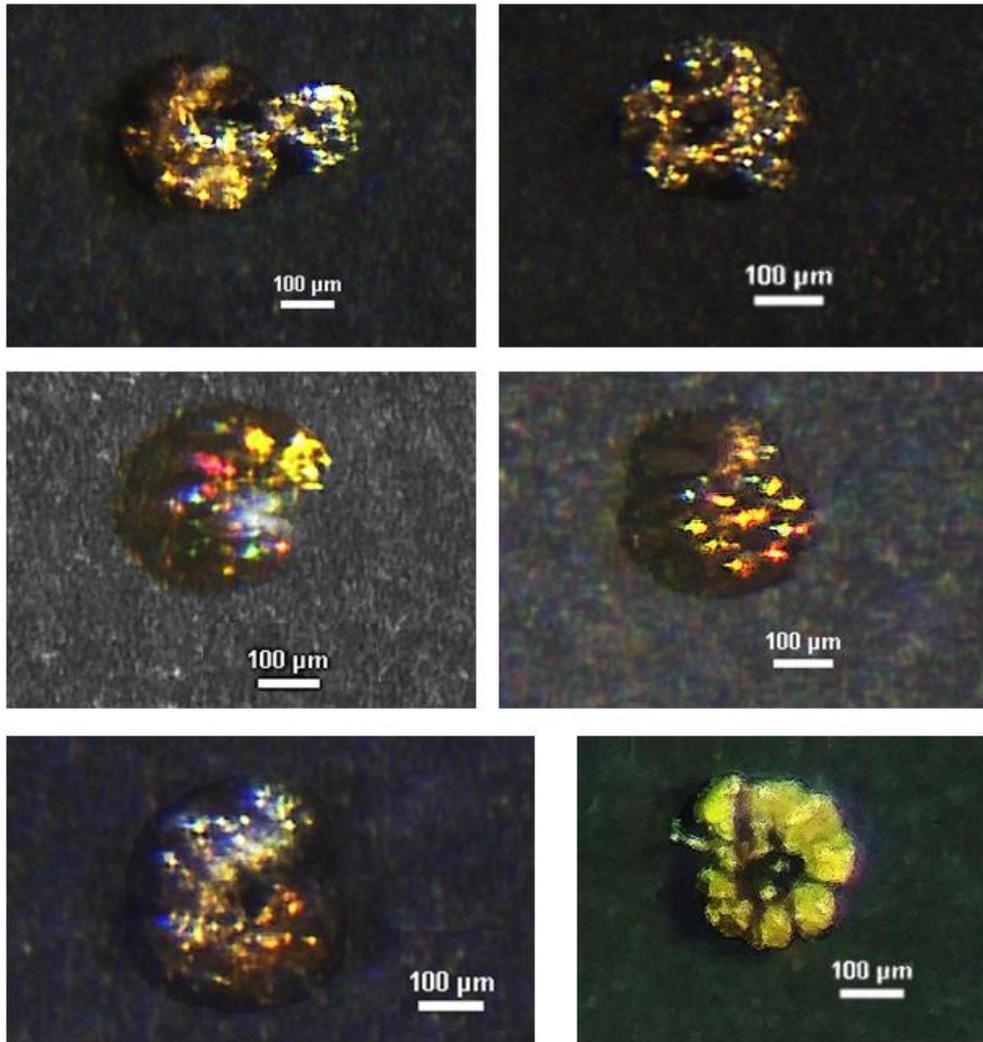


Рисунок П.3. Фотографии внутренних оболочек (ВО) раковин рода *Elphidium* (*Cribroelphidium*), выполненные на стереомикроскопе Olympus SZX16.