



X Международная научно-практическая конференция

«Морские исследования и образование»

**X International conference
«Marine Research and Education»**

MARESEDU-2021



**ТРУДЫ КОНФЕРЕНЦИИ / CONFERENCE
PROCEEDINGS
Том I (II) / Volume I (II)**

25-29 октября 2021г.

УДК [551.46+574.5](063)

ББК 26.221я431+26.38я431+28.082.40я431

T78

Труды X Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)» Том I (III): [сборник]. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2021, 377с.: ISBN 978-5-6047776-1-9.

Сборник «Труды X Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)» представляет собой книгу тезисов докладов участников конференции, состоящую из трех томов. Сборник включает в себя главы, соответствующие основным секциям технической программы конференции: океанология, гидрология, морская геология, морская биология, геофизические исследования на акваториях, рациональное природопользование и подводное культурное наследие. Помимо основных секций на конференции были представлены секция научно-популярных фильмов и круглый стол "Плавающие университеты России: новый виток развития", отдельный день работы конференции был отведен под международные сессии с участием ведущих иностранных ученых из Англии, Бельгии, Шотландии, США.

Все тезисы представлены в редакции авторов.

В рамках конференции участники обсудили состояние и перспективы развития комплексных исследований Мирового океана, шельфовых морей и крупнейших озер, актуальные проблемы рационального природопользования и сохранения биоразнообразия в водных пространствах, проблемы освоения ресурсов континентального шельфа, достижения науки в области морской геологии, современные подходы к исследованиям обширных акваторий дистанционными методами, проблемы устойчивого развития экосистем моря и прибрежной зоны, организацию и проведение комплексных экспедиционных исследований, преподавание «морских дисциплин», вопросы организации полевых практик студентов.

Подготовлено к выпуску издательством ООО «ПолиПРЕСС» по заказу ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова».

ООО «ПолиПРЕСС»

170041, Россия, г. Тверь, Комсомольский пр-т, д. 7, пом. II polypress@yandex.ru

ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова».

РФ, 119234, г. Москва, ул. Ленинские Горы, д. 1, стр. 77

(495) 648-65-58/ 930-80-58

Все права на издание принадлежат ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова».

© ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова», 2021
© ООО «ПолиПРЕСС»

 Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова и Учебно-научный Центр ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике 25-29 октября 2021 года провели X Юбилейную международную научно-практическую конференцию «Морские исследования и образование (MARESEDU – 2021)».

Конференция прошла при поддержке Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Беломорской биологической станции им. Н. А. Перцова, а также геологического, географического и биологического факультетов МГУ имени М.В. Ломоносова.

В рамках конференции 2021 года традиционно обсудили состояние и перспективы развития комплексных исследований Мирового океана, актуальные проблемы рационального природопользования и сохранения биоразнообразия в водных пространствах, освоения ресурсов континентального шельфа и дна Мирового океана, достижения науки в области морской геологоразведки и экомониторинга, современные методические подходы к исследованию обширных акваторий различными методами, проблемы устойчивого развития экосистем моря и прибрежной зоны, организации и проведения комплексных экспедиционных исследований с участием студентов, проблемы преподавания «морских дисциплин», а также вопросы организации полевых практик студентов.

Среди главных целей конференции – информационный обмен и координация усилий научного и университетского сообществ в организации междисциплинарных морских исследований и интеграции практических работ с образованием в мореведении.

ОРГАНИЗАТОРЫ

Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова;
Учебно-Научный Центр ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике;

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН;

Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова;

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова;

Биологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова.

Беломорская биологическая станция имени Н. А. Перцова



**ЦМИ
МГУ**



КООРДИНАТОР



**ЦМИ
МГУ**

Центр морских исследований
МГУ имени М.В. Ломоносова

119234, Россия, г. Москва,
ул. Ленинские горы, 1-77
Научный парк МГУ, офис 402
w.: www.marine-rc.ru

ПАРТНЕРЫ



РОСНЕФТЬ

ПАО «НК «Роснефть»



СИСТЕМА
научно-производственное объединение

НПО «Система»



Росотрудничество

СПОНСОР



ASOC (Antarctic and Southern
Ocean Coalition)

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

ЛОБКОВСКИЙ ЛЕОПОЛЬД ИСАЕВИЧ
(председатель организационного комитета)

Академик РАН, Научный руководитель Геологического направления Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН, д.ф.-м.н.

КИРПИЧНИКОВ МИХАИЛ ПЕТРОВИЧ
(сопредседатель организационного комитета)

Академик РАН, декан Биологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, д.б.н., профессор

ПУЩАРОВСКИЙ ДМИТРИЙ ЮРЬЕВИЧ
(сопредседатель организационного комитета)

Академик РАН, декан Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, д.г.-м.н., профессор

ДОБРЮЛОВ СЕРГЕЙ АНАТОЛЬЕВИЧ
(сопредседатель организационного комитета)

Член-корреспондент РАН, декан Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, д.г.н., профессор

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

ТОКАРЕВ МИХАИЛ ЮРЬЕВИЧ
(председатель)

Заместитель декана Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, к.т.н.

АХМАНОВ ГРИГОРИЙ ГЕОРГИЕВИЧ
(сопредседатель)

Доцент, руководитель кафедры ЮНЕСКО по морской геологии и геофизике, директор Учебно-научного Центра ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике при геологическом факультете, к.г.-м.н.

ДЕМИДОВ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ
(сопредседатель)

Доцент, с.н.с. кафедры океанологии Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, к.г.н.

СУБЕТТО ДМИТРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ
(сопредседатель)

Декан Факультета географии, заведующий кафедрой физической географии и природопользования РГПУ имени А.И. Герцена, ведущий научный сотрудник Института водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, д.г.н.

ЦЕТЛИН АЛЕКСАНДР БОРИСОВИЧ
(сопредседатель)

Директор Беломорской биологической станции имени Н.А. Перцова, профессор биологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, д.б.н.

ДЕМИДЕНКО НИКОЛАЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ

Старший научный сотрудник Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, к.г.н.

КРАШЕНИННИКОВА СВЕТЛАНА БОРИСОВНА

Старший научный сотрудник Федерального исследовательского центра «Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН», к.г.н.

МОКИЕВСКИЙ ВАДИМ ОЛЕГОВИЧ

Заведующий лабораторией экологии прибрежных донных сообществ Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, д.б.н.

НОВИГАТСКИЙ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ

Заведующий Аналитической лаборатории Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, к.г.-м.н.

РЫБАЛКО АЛЕКСАНДР ЕВМЕНЬЕВИЧ

Профессор кафедры геоморфологии СПбГУ, в.н.с. ФГБУ «ВНИИОкеангеология», главный геолог ООО «Морской центр», д.г.-м.н.

ФАЗЛУЛЛИН СЕРГЕЙ МАРАТОВИЧ

Президент Конфедерации подводной деятельности России, доцент кафедры музеологии РГГУ, Член-корреспондент РАЕН, к.г.н.

ШАБАЛИН НИКОЛАЙ ВЯЧЕСЛАВОВИЧ

Исполнительный директор Центра морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова, к.б.н.

ШЕВЧЕНКО ВЛАДИМИР ПЕТРОВИЧ

Заместитель директора по Геологическому направлению Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, к.г.-м.н.

Том I (III) / Volume I (III)

Оглавление / Contents

Программа конференции / Conference Programme

Тезисы / Abstracts

Океанология. Устные доклады

СЕКЦИЯ ОКЕАНОЛОГИЯ НА КОНФЕРЕНЦИИ «МОРСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ: MARESEDU» Демидов А.Н., Крашенинникова С.Б.	13
О ФОРМИРОВАНИИ АПВЕЛЛИНГА, ДАУНВЕЛЛИНГА И ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ФРОНТА МИРОВОГО ОКЕАНА ДОЛГОПЕРИОДНЫМИ ВОЛНАМИ Мысленков С.А., Бондаренко А.Л.	15
НИЗКОЧАСТОТНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПИКА СПЕКТРА ВОЛН В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ Сапрыкина Я.В., Штрель М.Н., Кузнецов С.Ю.	18
СВЯЗЬ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВОЛНОВОГО КЛИМАТА НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ИНДИИ С ВОЗНИКНОВЕНИЕМ МУТЬЕВЫХ БАНК Сапрыкина Я.В., Кузнецов С.Ю.	22
БИОГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ “ЗАЛИВА - ЭСТУАРИЯ” – УЛЬБАНСКИЙ ЗАЛИВ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД ЛЕТНЕГО ПАВОДКА Семкин П.Ю., Тищенко П.Я., Павлова Г.Ю., Тищенко П.П., Сагалаев С.Г., Михайлик Т.А., Шкирникова Е.М., Швецова М.Г.	26
АНАЛИЗ И ИНТЕРПОЛЯЦИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ С НЕРЕГУЛЯРНОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРОЙ Захарова Н.Б.	31
ПРИМЕНЕНИЕ РОССИЙСКОЙ МОДЕЛИ INMOM-АРКТИКА ДЛЯ ОПЕРАТИВНЫХ РАСЧЕТОВ ЦИРКУЛЯЦИИ И МОРСКОГО ЛЬДА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА Фомин В.В., Дианский Н.А., Панасенкова И.И., Гусев А.В.	35
СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ В БЕЛОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ В 2015-2020 ГГ. Кондрин А.Т., Кораблина А.Д.	39
МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДНЫХ МАСС В СУБТРОПИЧЕСКОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ Крашенинникова С.Б., Демидов А.Н., Иванов А.А., Бабич М.С.	45
О ПРИЧИНАХ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ Серых И.В., Костяной А.Г.	50
СТРУКТУРА И ПЕРЕНОС ГЛУБИННЫХ И ДОННЫХ ВОД В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИКИ Демидов А.Н., Волкова В.В., Гиппиус Ф.Н., Иванов А.А.	54
ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ РАБОТЫ В ПЕРИОД 66-Й СЕЗОННОЙ РАЭ Кашин С.В., Молчанов М.С., Чистяков И.А.	59
СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ЮЖНОГО ОКЕАНА С 2008 ПО 2021 ГГ. Артамонова К.В., Гангнус И.А., Духова Л.А., Лавинен Н.А.	64
РАСЧЕТ ДИНАМИЧЕСКИХ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМОК 2016 Г. Демьшев С.Г., Евстигнеева Н.А., Дымова О.А.	67
ИССЛЕДОВАНИЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ МОДЕЛИ ЭМИССИИ МЕТАНА С АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ К ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ГАЗООБМЕНА Малахова В.В., Крайнева М.В.	71
РОЛЬ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВАРИАЦИЙ АТМОСФЕРНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В КРУПНОМАСШТАБНОЙ ДИНАМИКЕ ОКЕАНА Реснянский Ю.Д., Зеленко А.А., Степанов В.Н., Струков Б.С.	76

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ДИНАМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ВОДНЫХ СЛОЁВ В СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ МОРСКОЙ СРЕДЕ Краснодубец Л.А.	80
ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ ВОД МОРЯ ЛАПТЕВЫХ НАД КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ СКЛОНОМ Полухин А.А., Беликов И.Б., Борисенко Г.В., Гусак Г.В., Муравья В.О., Флинг М.В.	85
ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ НА КРУТОМ ШЕЛЬФЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФЛУКТУАЦИИ ГИДРОАКУСТИЧЕСКОГО КАНАЛА Химченко Е.Е., Шатравин А.В.	89
РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНЕГО МОНИТОРИНГА ЛОФОТЕНСКОГО МЕЗОМАСШТАБНОГО ВИХРЯ ПО ДАННЫМ ПОПУТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ Сентябов Е.В.	94
СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ В РЫБОПРОМЫСЛОВЫХ АКВАТОРИЯХ ЦЕНТРАЛЬНО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ Барканова Т.Б., Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю.	98
ТЕЧЕНИЯ КОНТАКТНЫХ ЗОН АЗОВСКОГО МОРЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД 2020 Г. Григоренко К. С., Олейников Е. П., Фролова А. Д.	102

Океанология. Стендовые доклады

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К ИССЛЕДОВАНИЮ БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ Пастухов И.А., Намятов А.А.	107
ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ ТОЛЩИНЫ МОРСКОГО ЛЬДА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД Кускова Е.Г., Иванов В.В.	111
БАЛАНС ВИХРЕВОЙ ЭНЕРГИИ В РАЙОНЕ ИНТЕНСИВНЫХ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ Пузина О.С., Мизюк А.И.	116
СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВОЛНОВЫХ СПЕКТРОВ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИЗМЕРЕНИЙ В РАЙОНЕ ГЕЛЕНДЖИКА И УТРИША Рыбалко А.Д., Мысленков С.А.	121
АДАПТАЦИЯ ПРОЦЕДУРЫ ДВУНАПРАВЛЕННОГО НЕСТИНГА В РАЙОНЕ ПРОЛИВА БОСФОР Сендеров М.В., Мизюк А.И.	125
ПРИРОДА ТЕЧЕНИЙ МОРЕЙ И КРУПНЫХ ОЗЕР Щевьев В.А.	127
ПРОГНОЗ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ НАБЛЮДЕНИЙ В КАРСКОМ МОРЕ В 58-ОЙ ЭКСПЕДИЦИИ НИС «АКАДЕМИК ИОФФЕ» Круглова Е.Е., Мысленков С.А., Сильвестрова К.П., Гавриков А.В., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.	131
КАРБОНАТНАЯ СИСТЕМА И РАСТВОРЕННЫЙ КИСЛОРОД ЗАЛИВА ВОСТОК (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) Анохина Р.С., Полякова А.В., Сагалаев С.Г., Тищенко П.П., Тищенко П.Я.	136
ОСОБЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПОЛЕЙ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУРЫ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ ЛЕДОВИТОСТИ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ Бабич М.С., Крашенинникова С.Б., Шокурова И.Г.	141
МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ В РАЙОНЕ ЛОФОТЕНСКИХ ОСТРОВОВ В ПЕРИОД 1998-2020 ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА Булатова Т.В., Ванюшин Г.П., Трошков А.А.	144
РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛЮМА РЕКИ ПЯСИНА В КАРСКОЕ МОРЕ Григорьева М.Ю., Осадчиев А.А., Кречик В.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б.	148
ПОВТОРЯЕМОСТЬ АПВЕЛЛИНГОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ В 2000-2019 ГГ. Капустина М.В., Зимин А.В.	152
РАДИАЦИОННЫЕ ПРИЛИВЫ В АЗОВСКОМ МОРЕ Корженювская А.И., Медведев И.П., Архипкин В.С.	157
СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ Круглова Е.Е., Мысленков С.А.	161
ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТАВА РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЫ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ. Мигдисова И.А., Стародымова Д.П., Новигатский А.Н., Клювиткин А.А., Булохов А.В.	163
ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ ПО ДАННЫМ ДРИФТЕРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ 1992-2021 ГГ. Никитин О.П., Касьянов С.Ю.	167
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ И МОРСКОГО ЛЬДА В АРКТИКЕ В СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТЕ Маркина М.Ю., Шармар В.Д.	172

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОМПОНЕНТОВ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ <u>Паничева Е.Д., Хаймина О.В., Коузова Н.И.</u>	176
ПЛОТНОСТНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ В БЕЛОМ МОРЕ <u>Погорелова П.В., Подрезова Н.А.</u>	181
РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛЮМА РЕКИ ПЕЧОРА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В 2018 ГОДУ <u>Рогожин В.С., Осадчиев А.А.</u>	184
ХАРАКТЕР КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ЮЖНОЙ КОРЕИ ПОСЛЕ ПРОХОЖДЕНИЯ ТАЙФУНОВ МАЙСАК И ХАЙШЕН В СЕНТЯБРЕ 2020 ГОДА <u>Смирнова Д.А., Медведев И.П.</u>	189
СРАВНЕНИЕ РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТИ ПОДХОДОВ ПРИ ОЦЕНКЕ ТПО В ОСНОВНОМ РАЙОНЕ ЗИМНЕГО ОБИТАНИЯ ГОРБУШИ В СЗТО В ЯНВАРЕ-МАРТЕ 1998-2021 ГГ. ПО ДАННЫМ ИСЗ <u>Царева В.А., Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю., Сапунова Е.В.</u>	193
ОЦЕНКА ПОВТОРЯЕМОСТИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ СГОНОВ И НАГОНОВ НА БЕРЕГОВЫХ СТАНЦИЯХ КАРСКОГО МОРЯ <u>Смирнова Д.А., Медведев И.П., Степанова Н.Б.</u>	197
ТРАНСФОРМАЦИЯ ФРАМОВСКОЙ ВОДНОЙ МАССЫ В ЖЁЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ В АВГУСТЕ 2021 ГОДА <u>Джамалова А.Г., Нурлибаева А.С., Витинг К.Б., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б.</u>	201
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОДНЫХ МАСС В ЖЕЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ В АВГУСТЕ 2021 ГОДА <u>Нурлибаева А.С., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	206
ЦИРКУЛЯЦИЯ И ТЕПЛОБМЕН В ЖЕЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ <u>Витинг К.Б., Джамалова А.Г., Нурлибаева А.С., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б.</u>	211
ПРИЛИВЫ В КАРСКОМ МОРЕ НА ОСНОВЕ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ПРИЛИВНЫХ МОДЕЛЕЙ <u>Корженовская А.И., Медведев И.П., Степанова Н.Б.</u>	215
ВОЗМОЖНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОГО СОЗДАНИЯ МАСКИ ЛЬДА НА СПУТНИКОВЫХ СНИМКАХ SENTINEL-1 <u>Захаржевский М.В., Козлов И.Е., Криницкий М.А., Осадчиев А.А., 2, Степанова Н.Б.</u>	219
МОРСКОЕ ВОЛНЕНИЕ: ОЦЕНКА НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ НАБЛЮДАТЕЛЯ <u>Шишкова П.О., Гавриков А.В., Криницкий М.А., Степанова Н.Б., Осадчиев А.А.</u>	223
ИНТЕНСИВНОСТЬ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ РЕЧНЫХ И МОРСКИХ ВОД В ОБСКОЙ ГУБЕ И ЕНИСЕЙСКОМ ЗАЛИВЕ <u>Протопопова М.Д., Демешко Д.М., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	228
ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА В ФЕВРАЛЕ 2021 Г. <u>Кравцова К.В., Подрезова Н.А.</u>	234
ИССЛЕДОВАНИЕ ВНУТРЕННИХ ВОЛН БОЛЬШОЙ АМПЛИТУДЫ В ПРОЛИВЕ КАРСКИЕ ВОРОТА В АВГУСТЕ 2021 Г. <u>Копышов И.О., Козлов И.Е., Жук В.Р., Артамонова А.В., Сильвестрова К.П., Мехова О.С., Корженовская А.И., Фрей Д.И., Джамалова А.Г., Гайский П.В., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	238
ВЛИЯНИЕ ТАЯНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ОПРЕСНЕНИЯ В КАРСКОМ МОРЕ <u>Кускова Е.Г., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б.</u>	242
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОСТИ И КРЕМНИЯ КАК МАРКЕРОВ МАТЕРИКОВОГО СТОКА НА ОБСКО-ЕНИСЕЙСКОМ ВЗМОРЬЕ <u>Казакова У.А., Костылева А.В., Полухин А.А., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	247
ИЗМЕРЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ В КАРСКОМ МОРЕ В АВГУСТЕ 2021 г. <u>Дерягин Д.Н., Павлова М.А., Корчёмкина Е.Н., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	251
ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОД В ОБСКОЙ ГУБЕ В АВГУСТЕ 2019 ГОДА ПО ДАННЫМ ПОДРОБНОЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ <u>Демешко Д.М., Протопопова М.Д., Осадчиев А.А., Коновалова О.П., Степанова Н.Б.</u>	255
СРАВНЕНИЕ НАТУРНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ КОЭФФИЦИЕНТА СПЕКТРАЛЬНОЙ ЯРКОСТИ В КАРСКОМ МОРЕ В АВГУСТЕ 2021 Г. <u>Павлова М.А., Корчёмкина Е.Н., Дерягин Д.Н., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	259
ВАЛИДАЦИЯ СПУТНИКОВЫХ ПРОДУКТОВ ТПО И АЛЬТИМЕТРИИ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В КАРСКОМ МОРЕ <u>Остроумова С.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б., Осадчиев А.А.</u>	263
ВЛИЯНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СОДЕРЖАНИЕ ХЛОРОФИЛЛА-А В РАЙОНАХ КАРСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД ТАЯНИЯ ЛЬДА <u>Геттих Н.П., Евенкова Т.Д., Костылева А.В., Казакова У.А., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	267
МОРСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА БАЗЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОГРАММ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ <u>Онищенко Н.А., Самборский Т.В., Калинин М.А., Швед В.А.</u>	271
АППРОКСИМАЦИЯ ПОТОКА ПРИХОДЯЩЕЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ ПО ОПТИЧЕСКИМ ШИРОКОУГОЛЬНЫМ СНИМКАМ НЕБОСВОДА <u>Кощкина В.С., Криницкий М.А., Аникин Н.Н., Борисов М.А., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	275

ОЦЕНКА НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ В НАБЛЮДЕНИЯХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАЧНОСТИ В АРКТИКЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ АИ-58 <u>Борисов М.А.</u> , Криницкий М.А., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.	279
АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ КАРСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ИЗМЕРЕНИЙ ИК-РАДИОМЕТРА С БОРТА СУДНА <u>Марчук Е.А.</u> , Репина И.А., Козлов И.Е., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.	283

Гидрология. Устные доклады

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ И ОБРАЗОВАНИЯ, РАССМОТРЕННЫЕ В РАМКАХ КОНФЕРЕНЦИИ MARESEDU ЗА ДЕСЯТИЛЕТНИЙ ПЕРИОД <u>Демиденко Н.А.</u>	288
ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА 1.5 И 2 ГРАДУСА НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЕСТЕСТВЕННОГО СТОКА ВОЛГИ В КАСПИЙСКОЕ МОРЕ <u>Калугин А.С.</u>	290
ВЛИЯНИЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА СТОК РЕКИ ЛЕНЫ <u>Калугин А.С.</u>	293
ТИПИЗАЦИЯ СОВРЕМЕННОГО ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК ЕТР НА ОСНОВЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ <u>Горбаренко А.В.</u> , Самсонов Т.Е., Киреева М.Б.	296
ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ ОПАСНОСТИ НАВОДНЕНИЙ НА РЕКАХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА РОССИИ <u>Миرونенко А.А.</u> , Рец Е.П., Фролова Н.Л.	300
ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ МЕТОДИКИ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА НАРАСТАНИЯ ТОЛЩИНЫ ЛЬДА ДЛЯ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ <u>Наурызбаева Ж.К.</u>	303
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ НАБЛЮДАТЕЛЬНОЙ СЕТИ НА РЕКАХ, ВПАДАЮЩИХ В МОРЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА <u>Костык В.А.</u> , Вихренко С.В., Кролевецкая Ю.В.	307
ВОДНЫЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМЫ РЕКИ ПУР В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ <u>Саноцкая Н.А.</u>	311
ПОЛЕВЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ ПЕЧОРЫ В АВГУСТЕ 2020 г. <u>Попрядухин А.А.</u> , Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Крыленко И.Н., Панченко Е.Д., Севастьянова Л.Ю.	317
ДВУМЕРНАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ ПЕЧОРЫ <u>Крыленко И.Н.</u> , Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А.	321
ПРИЛИВНЫЕ УСТЬЯ РЕК И ФОРМУЛА ЛАГРАНЖА <u>Панченко Е.Д.</u>	325
ДИНАМИКА ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА В МЕЗО- И МАКРОПРИЛИВНЫХ ЭСТУАРИЯХ МАЛЫХ РЕК БЕЛОГО МОРЯ <u>Демиденко Н.А.</u> , Панченко Е.Д., Попрядухин А.А.	328
СТРУЙНЫЕ ГАЗОВЫДЕЛЕНИЯ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ КРЫМА <u>Иванова И.Н.</u> , Будников А.А., Малахова Т.В., Мурашова А.И., Агапова Д.А.	335
К ВОПРОСУ ВЫБОРА РЕК-АНАЛОГОВ В ФОРМУЛАХ РАСХОДА НАНОСОВ <u>Шмакова М.В.</u>	339
РАЗВИТИЕ ОСЕННЕГО ТЕРМОБАРА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕРМИЧЕСКИХ СОСТОЯНИЯХ АТМОСФЕРЫ <u>Блохина Н.С.</u>	343
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ В КОНЦЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА <u>Бадюкова Е.Н.</u> , Лобачева Д.М., Макшаев Р.Р.	347
ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И КЛАССИФИКАЦИЯ РЕК ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ ВОЛГИ <u>Айбулатов Д.Н.</u> , <u>Жуков И.А.</u>	351
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА РЕК ЮГО-ЗАПАДА КРЫМА <u>Гречушникова М. Г.</u>	355

Гидрология. Стеновые доклады

ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СТОКА ГОРНЫХ РЕК (НА ПРИМЕРЕ ВОДОСБОРОВ ДАГЕСТАНА И АРМЕНИИ) <u>Гайдукова Е.В.</u> , Мьякишева Н.В., Маргарян В.Г., Винокуров И.О., Решин Н.А.	359
--	-----

Приложение	363
-------------------------	-----

Программа

Programme

25 октября, понедельник

	Room 1	Room 2	Room 3	Room 4
08.30-13.30	Регистрация			
09.20-10.40	Пленарная сессия			
10.40-10.55	Перерыв			
10.55-12.25	Пленарная сессия			
12.25-13.30	Обед			
13.30-15.10	Пленарная сессия	секция «Плавучие университеты России: новый виток развития»	Рациональное природопользование	Океанология. Стендовые доклады
15.10-15.25	Перерыв			
15.25-17.05	Научно-популярные фильмы	секция «Плавучие университеты России: новый виток развития»	Рациональное природопользование	Океанология. Стендовые доклады
17.05-17.20	Перерыв			
17.20-19.00	Научно-популярные фильмы	«Плавучие университеты России: новый виток развития»	Рациональное природопользование	

26 октября, вторник

	Room 1	Room 2	Room 3	Room 4
08.30-13.30	Регистрация			
09.00-10.40	Океанология	Морская биология		Морская геофизика
10.40-10.55	Перерыв			
10.55-12.25	Океанология	Морская биология		Морская геофизика
12.25-13.30	Обед			
13.30-15.10	Океанология	Морская биология		Морская геофизика
15.10-15.25	Перерыв			
15.25-17.25	Океанология ONLINE	Морская биология		Морская геофизика

27 октября, среда

	Room 1	Room 2	Room 3	Room 4
08.30-13.30	Регистрация			
09.00-10.40	Морская геология	Морская биология	Гидрология	Океанология. Стендовые доклады

10.40-10.55	Перерыв			
10.55-12.25	Морская геология	Морская биология	Гидрология	Океанология. Стендовые доклады
12.25-13.30	Обед			
13.30-15.10	Морская геология	Морская биология	Гидрология	Океанология. Стендовые доклады
15.10-15.25	Регистрация			
15.25-17.05	Морская геология	Морская биология	Гидрология	
17.05-18.30			Гидрология. Стендовые доклады	

28 октября, четверг

	Room 1	Room 2	Room 3	Room 4
08.30-13.30	Регистрация			
09.00-10.40	Морская геология	Морская биология	Подводное культурное наследие	
10.40-10.55	Перерыв			
10.55-12.25	Морская геология	Морская биология	Подводное культурное наследие	
12.25-13.30	Обед			
13.30-15.10	Морская геология	Морская биология	Подводное культурное наследие	
15.10-15.25	Перерыв			
15.25-17.05	Морская геология	Морская биология. Стендовые доклады	Подводное культурное наследие	
17.05-18.05			Подводное культурное наследие. Стенды	

29 октября, пятница

	Room 1	Room 2	Room 3
09.00-10.40		Морская геология и геофизика	Морская биология. Стендовые доклады
10.40-10.55	Перерыв		Морская биология. Стендовые доклады (до 11.40)
11.00-14.30	Biodiversity conservation in the Southern Ocean. Convention for the Conservation of Antarctic Marine Living Resources	Морская геология. Стендовые доклады (до 15.20)	
16.00-17.15	Marine Protected Areas in Polar regions		

Океанология

Устные доклады

Oceanology

Oral presentations

СЕКЦИЯ ОКЕАНОЛОГИЯ НА КОНФЕРЕНЦИИ «МОРСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ: MARESEDU»

Демидов А.Н.¹, Крашенинникова С.Б.²

¹ *Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва*

² *ФИЦ Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН, г. Севастополь*

Одним из актуальных направлений океанологии является изучение механизмов, определяющих климатические изменения в прошлом, настоящем и будущем. Роль океана в изменении климата очень важна - он отвечает за низкочастотную изменчивость климатических характеристик. Современные изменения среды океанов и морей – одно из важнейших направлений секции.

Важной научной и практической задачей является исследование интенсивности глобальной циркуляции Мирового океана и ее отдельных ветвей на разных временных масштабах, а также исследование источников формирования вод. Определение ряда важных количественных характеристик водных масс, в том числе их объема, средних свойств и диапазона изменений этих свойств, требующих знания точного положения водных масс в пространстве, по-прежнему является актуальной задачей. Она отражена в направлениях программы секции.

Кроме того, вызывает интерес изучение влияния глобальных климатических сигналов (Атлантической мультидекадной осцилляции, Североатлантического колебания, Эль-Ниньо – Ла-Нинья) на распределение поверхностных характеристик Мирового океана: температуры, скорости течений, топографии уровня и т.д.

Не менее важным является исследование экстремальных событий, приводящих к серьезным последствиям для окружающей среды. К ним относятся: штормовые нагоны, оползневые цунами, тайфуны и т.д.

Анализ данных, основанный на современных данных контактных и спутниковых наблюдений, а также модельных расчетов, в том числе океанических реанализов высокого пространственно-временного разрешения, представлены в виде отдельных направлений секции.

По результатам экспедиционных исследований, которые проводились в районах Арктики (Баренцева моря, Балтийского моря, Белого моря, моря Лаптевых), Атлантического океана, Антарктики (море Моусона, Содружества), российских морей Тихого океана, а также Азовского, Черного и Каспийского морей, представлены новейшие результаты.

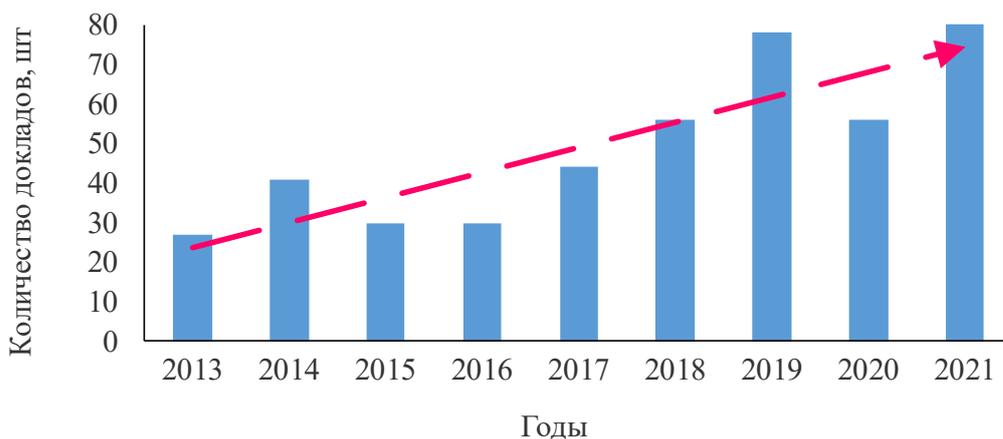


Рис. 1 Статистика по докладам на секции «Океанология» за 2013–2021 гг.

На секции «Океанология» ежегодно заслушивались в среднем от 30 до 70 докладов за 2013–2021 гг. (рис. 1). Отмечается рост количества сделанных докладов с 2016 по 2021 гг., а также значительный рост количества выступлений молодых ученых (студентов и аспирантов), которые с каждым годом проявляют все больший интерес к конференции. Этому также способствует проведение практик на научно-исследовательских судах РАН и Росгидромета. Немаловажна поддержка молодых исследователей в рамках различных грантов, главным образом РФФИ и РНФ.

Введенный в 2020 году новый онлайн формат участия, имел и положительные последствия - позволил увеличить количество докладов в 2021 г. и усилить коммуникацию между учеными-исследователями, не имеющими возможности очно присутствовать на конференции.

Таким образом, благодаря работе секции все больше молодых ученых имеет возможность проявить себя в научных исследованиях Мирового океана, повысить свою публикационную активность и перенять опыт своих старших коллег.

Новый формат очно-онлайн конференции позволяет привлечь исследователей к решению океанологических задач из разных уголков Российской Федерации и дальнего зарубежья.

Публикация материалов конференции, индексируемая SCOPUS, позволила бы привлечь еще большее количество участников к работе конференции.

УДК 551.46

О ФОРМИРОВАНИИ АПВЕЛЛИНГА, ДАУНВЕЛЛИНГА И
ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ФРОНТА МИРОВОГО ОКЕАНА ДОЛГОПЕРИОДНЫМИ
ВОЛНАМИ

ON THE FORMATION OF UPWELLING, DOWNWELLING AND HYDROLOGICAL
FRONT OF THE WORLD OCEAN WITH LONG-RANGE WAVES

Бондаренко Альберт Леонидович¹, Мысленков Станислав Александрович²

¹Институт водных проблем РАН

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

ON THE FORMATION OF UPWELLING, DOWNWELLING AND HYDROLOGICAL
FRONT OF THE WORLD OCEAN WITH LONG-RANGE WAVES

Bondarenko Albert Leonidovich¹, Myslenkov Stanislav Aleksandrovich²

¹Institute of Water Problems RAS

²Moscow State University. M.V. Lomonosov

Введение

В 1939 г. американский учёный шведского происхождения К. Россби дал новое описание кинематики волн, которые назвал своим именем: волны Россби [3]. После ухода К. Россби из жизни, в семидесятых годах прошлого века в водах Атлантического океана были зарегистрированы долгопериодные волны, которые были названы волнами Россби. Априори учёные сочли, что они имеют кинематику волн, предложенную К. Россби. [3]. Однако, недавно, в 2010 г [1, 2] было установлено, что океанические волны Россби имеют кинематику волн солитонов, но не волн Россби. С позиции этих новых представлений о кинематике долгопериодных волн, мы рассматриваем их участие в формировании апвеллинга, даунвеллинга и гидрофронта Мирового океана, в частности, Северо-западной части Атлантического океана.

Результаты и обсуждение

На рис. 1 изображено силовое поле волны.



Рис. 1. Силовое поле волны солитона водного бассейна (вид сверху на водный бассейн).

Тонкие линии эллипсовидной формы со стрелками – силовые линии, линии токов – направление силы силового поля волны, действующей на частицы воды водного бассейна.

В центре волны плотность силовых линий, линий тока - наибольшая в волне, соответственно, и силы, действующие на частицы воды - наибольшие. Эта область в волне

называется струйным течением. Всё пространство слева от струйного течения - область циклонических движений воды, дивергенции, пониженного уровня поверхности океана и подъёма глубинных вод, апвеллинга. А всё пространство справа от струйного течения - область антициклонических движений воды, конвергенции, повышенного уровня поверхности океана и опускания поверхностных вод на глубину, даунвеллинга. Пространство, обозначенное буквами А, Ц, антициклон, циклон – области максимальных величин перечисленных параметров в волне. Эти свойства волн хорошо “просматриваются” в топографии и температуре поверхностных вод океана (рис. 2). В естественных условиях Атлантического океана параметры волн такие. Расстояние между волнами приблизительно 1000 км, период волны 40 суток, фронт волн распространён от северной границы Атлантического океана, $\sim 55^{\circ}$ с. ш. до 20° с. ш., т. е. равен ~ 3500 км.

Волны, в виде последовательности волн, распространяются в западном направлении. Центральная часть волн, струйное течение совпадает с системой течений Гольфстрим, Северо-Атлантическое течение.

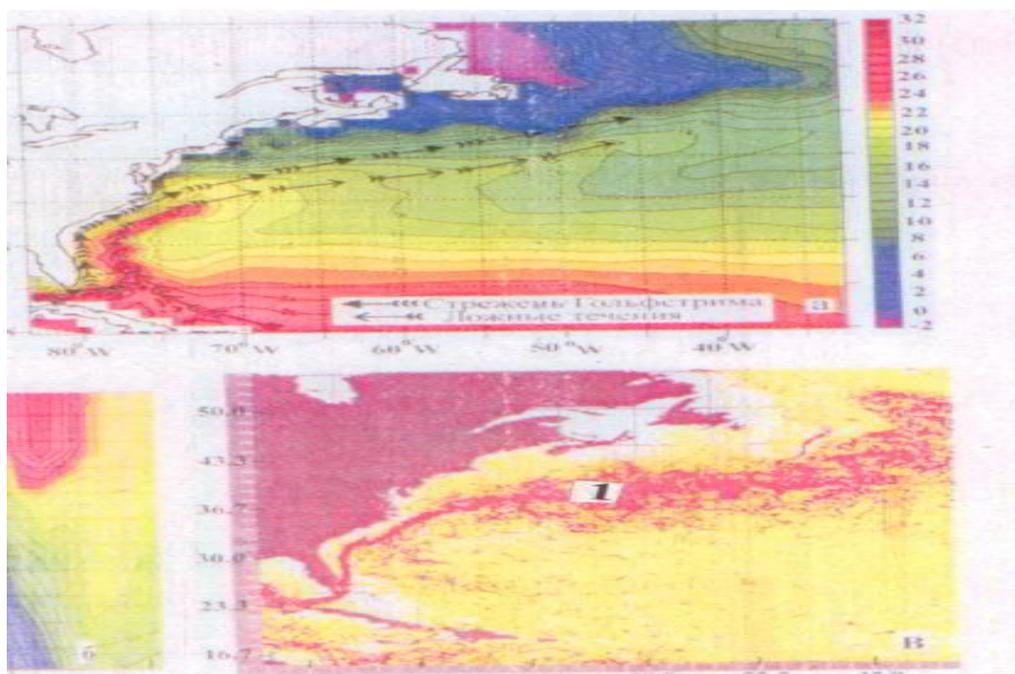


Рис.2а,б,в. а) Температура поверхностных вод северо-западной части Атлантического океана на 5 февраля 1997 г. Числа при изотермах – температура воды в градусах Цельсия. б) Температура воды по вертикальному сечению, проходящему по 29° N между пунктами 80° W и $72,5^{\circ}$ W. в) Течения Гольфстрима, красным цветом выделена область Гольфстрима со скоростями, превышающими 50 см/с.

Температура поверхностных вод северо-западной части Атлантического океана на 5 февраля 1997 г. Числа при изотермах – температура воды в градусах Цельсия. б) Температура воды по вертикальному сечению, проходящему по 29° N между пунктами 80° W и $72,5^{\circ}$ W. в) Течения Гольфстрима, красным цветом выделена область Гольфстрима со скоростями, превышающими 50 см/с.

На рис. 2а представлена типичная схема распределения температуры поверхностных вод северо-западной части Атлантического океана. Слева от Гольфстрима и Северо-Атлантического течения находится область циклонических движений воды (в основном синего цвета), холодных глубинных вод, апвеллинга, а справа - область антициклонических

движений воды (в зависимости от температуры воды, жёлтого и светло коричневого цвета), тёплых поверхностных вод даунвеллинга.

Справа от Гольфстрима изотермы изогнуты в северном направлении. Такое распределение температуры воды позволило исследователям Гольфстрима сделать вывод, что этот изгиб изотерм образован поступлением тёплых вод Гольфстрима с юга на север. На схеме он обозначен, как “ложное течение”. Авторы схемы (рис. 2а) сделали вывод, что Гольфстрим “питается” в основном тёплыми водами Антильского течения, направленного с юго-востока, вдоль берегов о. Куба и лишь частично водами, поступающими из Мексиканского залива.

Гидрологический фронт расположен между водами Саргассова моря и склоновыми водами, и совпадает с Гольфстримом, Северо-Атлантическим течением.

Заключение

На примере Северной части Атлантического океана доказательно показано формирование океаническими долгопериодными волнами Россби апвеллинга, даунвеллинга и гидрологического фронта.

Список литературы

1.Бондаренко А.Л. Лето 2010 года: жара в России и наводнения в Пакистане// Наука в России. март-апрель, №2. 2013а. С.28-31.

http://www.oceanographers.ru/images/stories/pdf/bondarenko_rossby.doc

http://meteoweb.ru/articles/bondarenko_05_2013.pdf

2.Бондаренко А.Л. Крупномасштабная динамика и долгопериодные волны Мирового океана. Москва 2017. <http://www.randewy.ru/gml/bondmono2.html>

3. Rossby C.G. collaborators. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. 1939. J.Mar. Res. V. 2. №1. 38-55.

УДК 551.466.31

НИЗКОЧАСТОТНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПИКА СПЕКТРА ВОЛН В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ.

LOW FREQUENCY EVOLUTION OF WAVE SPECTRUM PEAK FREQUENCY IN COASTAL ZONE.

Сапрыкина Яна Владимировна¹, Штремель Маргарита Николаевна¹, Кузнецов Сергей Юрьевич¹

¹*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

Saprykina Yana¹, Shtremel Margarita¹, Kuznetsov Sergey¹

¹*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow*

Введение

Ветровые волны, распространяющиеся в прибрежной зоне, подвержены различным изменениям, связанным в первую очередь с влиянием нелинейных и диссипативных процессов. Трансформация волн приводит к изменению формы волнового спектра. Иногда основная пиковая частота смещается в низкочастотную область и наблюдается так называемый «frequency downshifting». Не до конца понятно, как происходит этот процесс, и подробный механизм до сих пор не известен. Например, на глубокой воде сдвиг частоты в низкочастотную область происходит дискретно с шагом частоты, равным разнице между пиковой частотой и наиболее нестабильной низкочастотной модой неустойчивости Бенджамина-Фейра (Сапрыкина, Кузнецов, 2016). В большинстве исследований предполагается, что это результат обрушения волн и диссипации волновой энергии в высокочастотной части спектра (Тулин, Васеда, 1999). Как показывают современные теоретические и экспериментальные исследования, нелинейные процессы доминируют при эволюции волн как на глубокой, так и на мелкой воде. В частности, дополнительные частотные пики могут образовываться из-за расширения спектра в результате обратной передачи энергии от более высоких частот (Сапрыкина и др., 2009) и инфрагравитационных частот к основному пику (de Bakker et al., Tissier, Ruessink, 2016).

Основная цель работы - выяснить относительный вклад нелинейных и диссипативных процессов в формирование низкочастотных спектральных пиков и смещение спектрального максимума в низкочастотную область при распространении волн над наклонным дном по данным натурного, лабораторного экспериментов и численного моделирования.

Данные и методы

Нелинейная трансформация волн на промежуточной и мелкой глубине воды происходит благодаря близко резонансным нелинейным трехволновым взаимодействиям. Для исследования нелинейных взаимодействий между нелинейными волновыми гармониками был проведен биспектральный анализ - рассчитаны биспектры и функции бикогерентности положительных (суммарные трехволновые взаимодействия) и отрицательных (разностные трехволновые взаимодействия) пар частот.

Для анализа были использованы данные лабораторного эксперимента и моделирования по волновой модели SWASH. Лабораторный эксперимент по трансформации обрушающихся и необрушающихся бихроматических волн над пологим ровным дном был проведен в

среднем волновом канале Тайнаньской гидравлической лаборатории на Тайване. Канал имеет длину 200 м, ширину 2 м и глубину 2 м. Нерегулярные волны, имеющие спектр JONSWAP, распространяющиеся в чистой воде и, для сравнения влияния диссипативных процессов - в вязкой грязи, были промоделированы с помощью модели SWASH.

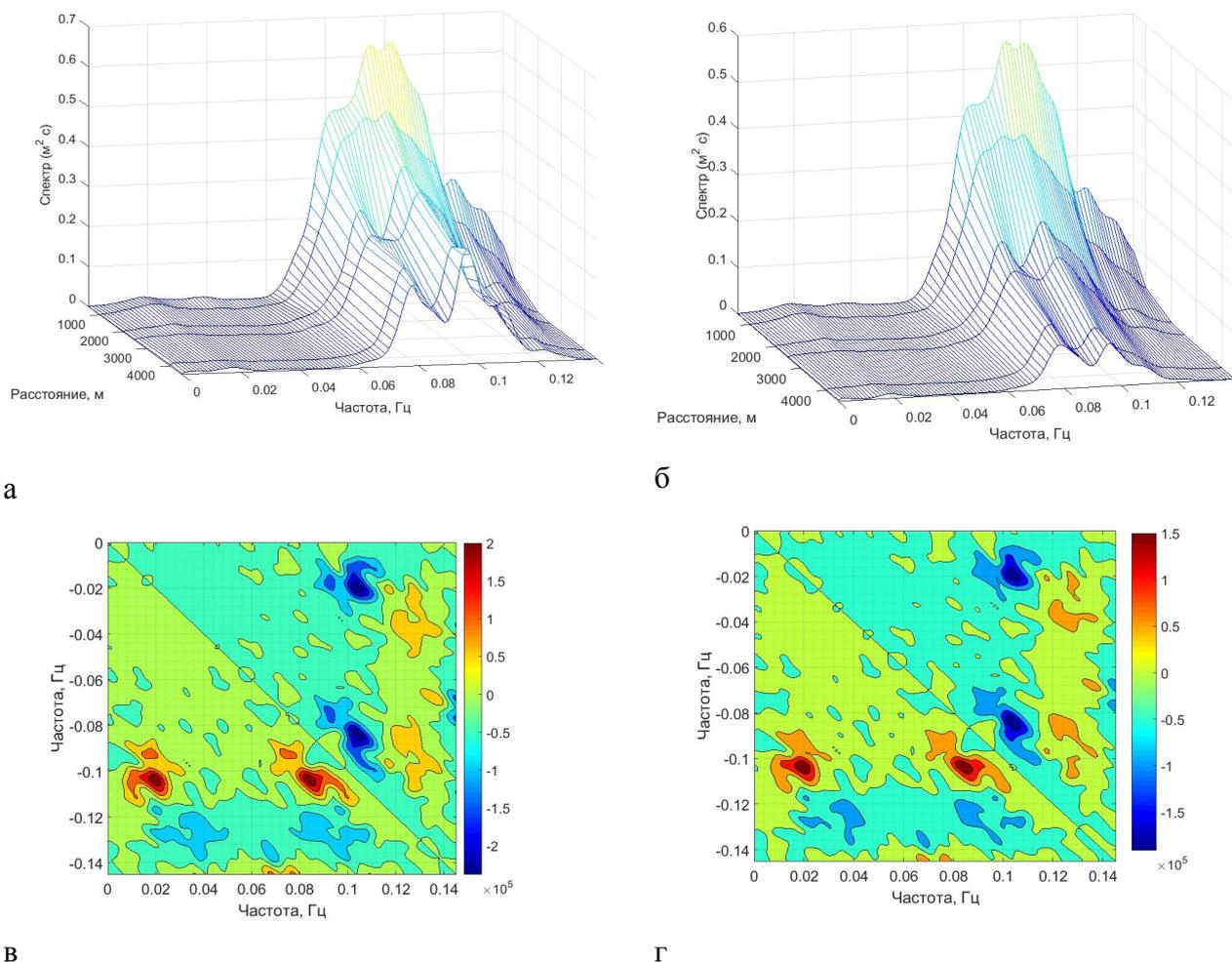


Рис 1. Эволюция нормированного на дисперсию сигнала спектра волн, распространяющихся в воде (а) и жидкой грязи (б) на постоянной глубине 7 м и соответствующие мнимой части биспектра (в и г) на расстоянии 500 м для волн с начальным спектром JONSWAP с параметром «пиковатости» 1, $H = 1$ м и $T = 10$ с.

Результаты.

На рис. 1а в качестве примера показана эволюция спектров волн JONSWAP. Хорошо видно, как новый пик на частоте 0,08 Гц возникает и растет в дополнение к начальному спектральному пику на частоте 0,1 Гц. Результаты биспектрального анализа показали, что существуют две области волновых гармоник, участвующих в нелинейном взаимодействии - частота в окрестности основного спектрального пика (около 0,08-0,1 Гц) и инфрагравитационная область 0,02-0,04 Гц. Высокие значения квадрата бикогерентности (около 0,5) подтвердили, что новый низкочастотный пик на 0,08 Гц формируется в результате разностного нелинейного взаимодействия между частотами 0,02 Гц и частотой основного пика 0,1 Гц. Пик на частоте 0,02 Гц можно интерпретировать как связанные инфрагравитационные волны, и он является результатом нелинейных взаимодействий из-за естественной ширины спектра волн в окрестности его пика. Знак мнимой части биспектра

показывает направление переноса волновой энергии и подтверждает происхождение пика на частоте 0,08 Гц, обусловленного разностными нелинейными взаимодействиями волн (рис. 1б). Видно, что частоты 0,02 Гц и 0,08 Гц находятся в трехволновом разностном взаимодействии с частотой 0,1 Гц (пик спектра), так как мнимая часть биспектра имеет максимальные отрицательные значения на этих частотах. Таким образом, во время распространения волны частота пика спектра дискретно смещается на новый низкочастотный пик. Такой сценарий изменения спектра волн реализуется независимо от диссипативного процесса из-за вязкости среды или обрушения волны. Однако увеличение влияния процесса диссипации приводит к ускорению понижения частоты из-за быстрого уменьшения энергии волны на основной пиковой частоте.

Лабораторные эксперименты с бихроматическими волнами показали, что скорость сдвига частоты пика спектра в низкочастотную область и количество дискретных шагов сдвига зависят от начальной ширины спектра и высоты волн (Рис.2). При одном и том же пробеге и высоте волн, чем шире спектр, тем на более низкую частоту и быстрее происходит сдвиг частоты пика спектра. При этом, увеличение начальной высоты волн дополнительно ускоряет процесс.

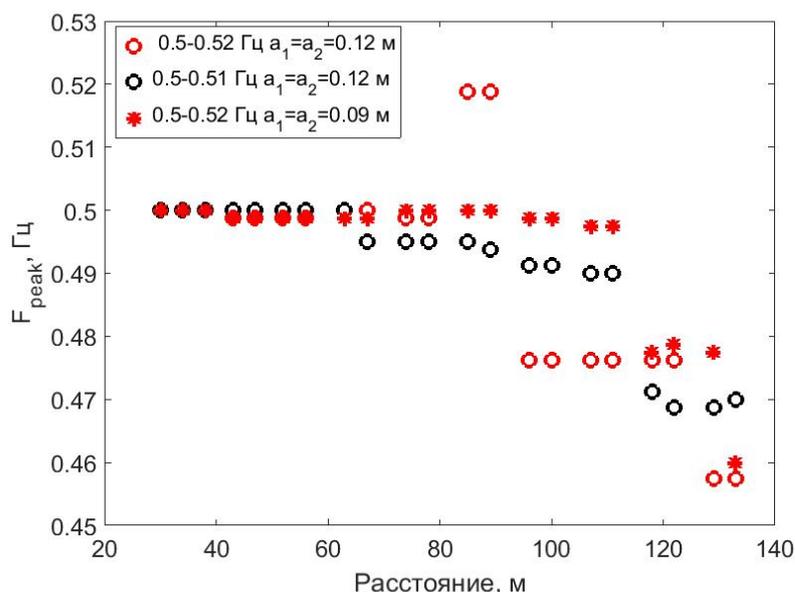


Рис.2. Изменение частоты пика спектра при трансформации бихроматических волн.

Заключение

Установлено, что дискретное смещение основного пика происходит в результате нелинейных взаимодействий с частотами инфрагравитационного диапазона, обусловленными естественной шириной спектра. При этом “frequency downshifting” происходит независимо от диссипативных процессов связанных, например, с увеличением вязкости среды распространения волн или с обрушением волн. Однако увеличение влияния процесса диссипации волновой энергии приводит к ускорению сдвига частоты пика спектра, в частности, из-за более быстрого уменьшения энергии волны на этой частоте. Скорость сдвига частоты пика спектра в низкочастотную область и количество дискретных шагов сдвига зависят от начальной ширины спектра, высоты и периода волн

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 20-55-46005.

Список литературы

Saprykina, Y.V., Kuznetsov, S.Y. Abnormally high waves due to spectral instability of surface waves // *Oceanology*- 2016. – Vol.56. - P. 355-362.

De Bakker, A. T. M., M. F. S. Tissier, and B. G. Ruessink. Beach steepness effects on nonlinear infragravity wave interactions: A numerical study // *J. Geophys. Res. Oceans.* – 2016.- Vol.121. - P.554–570.

Saprykina Ya. V., Kuznetsov S.Yu., Cherneva Zh., Andreeva N. Spatial-temporal variability of amplitude-frequency structure of storm waves in coastal zone // *Oceanology.* 2009. – Vol.49. – P.182-192.

Tulin, M. P., Waseda. T. Laboratory observations of wave group evolution, including breaking effects // *Journal of Fluid Mechanics.* - 1999.- Vol.378. – P. 197-232.

**СВЯЗЬ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВОЛНОВОГО КЛИМАТА НА ЮГО-ЗАПАДНОМ
ПОБЕРЕЖЬЕ ИНДИИ С ВОЗНИКНОВЕНИЕМ МУТЬЕВЫХ БАНОК.**

**RELATIONSHIP OF WAVE CLIMATE VARIABILITY ON THE SOUTHWESTERN
COAST OF INDIA WITH THE APPEARANCE OF MUD BANKS.**

Сапрыкина Яна Владимировна, Кузнецов Сергей Юрьевич

Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва

Saprykina Yana Vladimirovna, Kuznetsov Sergey Yurievich

Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences

Введение

Грязевые отмели или мутьевые банки - это природное явление, образующееся в нескольких участках вдоль юго-западного побережья Индии во время юго-западных муссонов почти каждый год во время высоких волн. В эти моменты гигантские объемы мелкодисперсных наносов перемещаются в придонную область береговой зоны, образуя многокилометровые области спокойной воды насыщенной связанными наносами. Мутьевые банки оказывают важный экономический эффект на регион где они возникают. В моменты их существования уловы рыбы возрастают на порядок по двум причинам: 1) существенно увеличивается приток рыбы в регион благодаря обилию кормовой базы и 2) благодаря подавлению волнения в районе существования этих банок появляются благоприятные условия для работы маломерных рыболовных судов. Так же мутьевые банки выступают защитниками берега от волнового воздействия, уменьшая высоты волн в несколько раз. Точный механизм формирования мутьевых банок до сих пор не известен, однако известно, что их образование связано с изменением в пространстве и времени транспортирующей способности волнения из-за нелинейного существенного сдвига максимума спектра волн в низкочастотную область, что в свою очередь приводит к образованию вогнутого эрозионного профиля дна на входе в береговую зону и к выпуклому аккумулятивному профилю дна в середине береговой зоны, являясь возможным механизмом формирования грязевых банок (Saprykina et al., 2020).

Недавно было показано, что ветроволновые условия, в частности волны большой высоты, возникающие в муссонный период, могут играть главную роль в их формировании. (Muraleedharan et al., 2017). Из-за увеличения плотности жидкости, содержащей взвесь, и возможной диссипации волновой энергии слоем грязи (например, Mathew, Vaba, 1995; Mathew, et al., 1995; Mehta, Jiang, 1993; Shenoi, Murty, 1986) в районе мутьевых банок наблюдается снижение волновой активности, и образование регионов «спокойной воды», что существенно снижает волновое воздействие на берега в этом районе (Silas, 1984) и в совокупности с наличием ила во взвеси приводит к повышению биопродуктивности в этих районах (например, Thompson, 1986). Однако при распространении волн над мутьевыми банками волны могут и увеличивать свою высоту, за счет выхода волн на мелкую воду (например, Samiksha et al., 2017), если глубина воды над ними резко уменьшается. По этой причине районы грязевых банок считаются опасными для судоходства, что отмечено в логиях. Таким образом, ясно, что путь предсказания появления мутьевых банок лежит через исследования временной изменчивости волнения и определения условий подходящих для их образования. Временная изменчивость (как внутригодовая, так и декадная) волнового

климата юго-востока Аравийского моря (АМ) связана с основными климатическими индексами, которые определяют колебания климата в этом регионе. В докладе продемонстрированы статистические связи колебаний волнового климата и климатических индексов и на этой основе проиллюстрированы возможные флуктуации и периодичность образования мутьевых банок.

Данные и методы

В качестве исходных использованы данные попутных судовых наблюдений за волнением и ряды климатических индексов.

Данные попутных судовых наблюдений извлекались из Атласа Экстремального Волнения Мирового Океана (Gulev et al., 2003; Grigorieva et al., 2017), разработанного в Институте океанологии РАН. Попутные судовые наблюдения предоставляют экспертные оценки высот и периодов ветровых волн и волн зыби, переданные капитанами судов, в нашем исследовании использовались ежемесячно осреднённые волновые данные.

В нашем исследовании рассмотрены климатические индексы, такие как индекс явления Эль-Ниньо для участка 5N-5S и 170W-120W (NINO3.4), Эль-Ниньо / Южное колебание (ENSO), Индекс Южного колебания (SOI), Тихоокеанское десятилетнее колебание (PDO), ААО, атлантическое мультideкадное колебание (AMO) и Ю диполь (IOD). Ежемесячно осредненные 49-летние ряды значений климатических индексов начиная с 1970 года по 2018 год брались на сайте Национального Управления Океанических и Атмосферных Исследований США <https://www.cpc.ncep.noaa.gov> и <https://www.esrl.noaa.gov>.

Вышеперечисленные данные обрабатывались методами взаимного спектрального и вейвлет анализов с целью выяснения их частотно временной структуры и взаимных статистических связей. Спектральный анализ проводился параметрическим методом Юла-Уолкера, непрерывный вейвлет анализ выполнялся путем применения вейвлет функции Морле. Взаимные связи искались путем взаимного вейвлет корреляционного анализа (Saprykina, Kuznetsov, 2018a; 2018b).

Результаты

Показано, что волновой климат в восточной части Аравийского моря однороден как в прибрежной зоне, так и в части открытого моря, установлены основные периоды изменчивости волнового климата Аравийского моря и их связь с климатическими индексами и явлением Эль-Ниньо. Объяснена межгодовая изменчивость времени жизни грязевых банок на основе взаимных параметрического спектрального анализа и вейвлет-корреляционного анализа флуктуаций климатических индексов и данных волнения. Показано, что внутригодовые колебания времени появления и продолжительности существования грязевых банок зависят от распределения максимальных среднемесячных значений высоты значимых волн в летнем муссонном цикле.

Выявлено, что годовая периодичность изменения волнового климата в северо-западной части Индийского океана связана с летним муссоном. Наибольшие среднемесячные высоты ветровых волн и волн в этом районе наблюдаются в июне и июле. Было обнаружено, что явление Эль-Ниньо играет большую роль в изменчивости волнового климата восточной части Аравийского моря во всех временных масштабах, и его влияние прямо или косвенно учитывается при расчетах климатических индексов, таких как NINO3.4, ENSO, SOI и PDO. Влияние Эль-Ниньо на высоту волн проявляется с запаздыванием в несколько месяцев (на годовых временных масштабах изменений) и примерно на 1-2 года в десятилетних и

мультидекадных масштабах времени. Для анализа связи между изменением волнового климата этого региона и флуктуацией Эль-Ниньо рекомендован индекс NINO3.4, так как он показывает максимальные корреляционные связи на всех временных масштабах изменчивости. Основные периоды изменения высот волн, не связанные с явлением Эль-Ниньо, также хорошо коррелируют с изменениями индексов IOD и ААО. Показана высокая корреляция между годовыми колебаниями АМО и среднемесячной высотой волн. Выявлена сильная изменчивость волнового климата региона на коротких временных масштабах: 0,5 года, 1 год, 3-3,5 года, 4-5 лет и 7-8 лет. Десятилетние периоды изменения высот волн соответствуют 10, 12-13 и 16 годам. Мультидекадные колебания высот волн происходят с периодом в 20 лет (коррелируют с индексами IOD и ААО), 30 лет (коррелируют с индексами ААО и PDO) и 40-45 лет коррелируют с (IOD, ENSO, NINO3.4 и SOI).

Благодарность

Работа выполнена в рамках Государственного задания НИР Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии Наук на 2021 год №0128-2021-0004.

Список литературы

Grigorieva, V. G., Gulev, S. K., and Gavrikov, A. V. Global historical archive of wind waves based on voluntary observing ship data // *Oceanology*. -2017. – Vol. 57. - P. 229–231. - doi: 10.1134/S0001437017020060

Gulev, S. K., Grigorieva, V., Sterl, A., and Woolf, D. Assessment of the reliability of wave observations from voluntary observing ships: Insights from the validation of a global wind wave climatology based on voluntary observing ship data // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2003. - Vol 108. – P. 3236. - doi: 10.1029/2002JC001437

Mathew, J., Baba, M. Mudbanks of SW coast of India II: wave-mud interaction // *J. Coast. Res.* – 1995. – Vol. 11, N. 1. - P. 178-187.

Mathew, J., Baba, M., Kurien, N.P., 1995. Mudbanks of SW coast of India I: wave characteristics. *J. Coast. Res.* – 1995. – Vol. 11, N. 1. – P. 168-178.

Mehta, A.J., Jiang, F. Some Observations on Water Wave Attenuation over Nearshore Underwater Mudbanks and Mudberms. Technical Report of Coastal and Oceanographical Engineering Department, UFL/COEL/MP-93/01. University of Florida, Gainesville, Florida, - 1993. - P. 45.

Muraleedharan, K.R., P. K. Dinesh Kumar, S. Prasanna Kumar, Sebin John, B. Srijith, K. Anil Kumar, K. Naveen Kumar, S. Gautham & V. Samiksha. Formation Mechanism of Mud Bank Along the Southwest Coast of India // *Estuaries and Coasts*. -2018. - Vol. 41, - P. 1021–1035. - doi: [10.1007/s12237-017-0340-0](https://doi.org/10.1007/s12237-017-0340-0)

Samiksha S.V., P. Vethamony, W. Erick Rogers, P.S. Pednekar, M.T. Babu, P.K. Dineshkumar. Wave energy dissipation due to mudbanks formed off southwest coast of India // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. - 2017, - Vol. 196. – P. 387-398. - doi: 10.1016/j.ecss.2017.07.018

Saprykina, Y. V., and Kuznetsov, S. Y. (2018a). Analysis of the variability of wave energy due to climate changes on the example of the black sea // *Energies*. – 2018a. – Vol. 11. - P. 2020. - doi: 10.3390/en11082020

Saprykina, Y. V., and Kuznetsov, S. Y. (2018b). Methods of analyzing nonstationary variability of the black sea wave climate// *Phys. Oceanogr.* – 2018b. – Vol. 25. – P. 317–329. - doi: 10.22449/1573-160X-2018-4-317-329

Saprykina, Y., Shtremel, M., Volvaiker, S., and Kuznetsov, S. Frequency downshifting in wave spectra in coastal zone and its influence on mudbank formation // J. Mar. Sci. Eng. – 2020. – Vol. 8, Paper 723. - doi: 10.3390/jmse8090723

Shenoi, S.S.C., Murty, C.S. Viscous damping of solitary waves in the mudbanks of Kerala // Indian J. Mar. Sci. – 1986. – Vol. 15. – P. 78-83.

Silas, E.G., 1984. Coastal zone management: mudbanks of Kerala coast // Central Mar. Fish. Res. Inst. Bull. – 1984. – V. 31. – P. 1-74.

Thompson, M.P.K., 1986. Seasonal distribution of cyclopoid copepods of the mudbanks off Alappuzha, Kerala coast// J. Mar. Biol. Assoc. India – 1986. – Vol. 28 (1&2). – P. 48-56.

БИОГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ “ЗАЛИВА - ЭСТУАРИЯ” –
УЛЬБАНСКИЙ ЗАЛИВ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД ЛЕТНЕГО ПАВОДКА

BIOGEOCHEMISTRY OF THE CARBONATE SYSTEM OF THE "BAY - ESTUARY" -
UL'BANSKIY ZALIV OF THE SEA OF OKHOTSK DURING SUMMER FLOOD

Семкин Павел Юрьевич, Тищенко Павел Яковлевич, Павлова Галина Юрьевна, Тищенко Петр Павлович, Сагалаев Сергей Григорьевич, Шкирникова Елена Михайловна, Швецова Мария Геннадьевна

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН г. Владивосток

Semkin Pavel Yurievich, Tishchenko Pavel Yakovlevich, Pavlova Galina Yurievna, Tishchenko Petr Pavlovich, Sagalaev Sergei Grigorievich, Shkirnikova Elena Mikhailovna, Shvetsova Maria Gennadievna

Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok

Континентальный шельф преимущественно является стоком для атмосферного углекислого газа (Chen and Borges, 2009), в то время как непосредственно эстуарии (Pritchard, 1967), обычно перенасыщены CO₂ и в глобальных оценках служат его источником для атмосферы (Cai, 2011). На фоне разнообразия возможных сочетаний геоморфологических, динамических и биологических факторов, карбонатная система эстуариев во многом остается не изученной. Цель работы – изучить характеристики, связанные с биогеохимическим циклом углерода в объединенной зоне смешения (ЗС) рр. Сыран и Ульбан, распространенной в период паводка за пределы приемного бассейна – Ульбанского залива (рис. 1), который в данном случае нами рассматривается как “залив-эстуарий”.

Представлены результаты комплексной экспедиции, проведенной летом 2016 г. в районе Шантарского архипелага (Тищенко и др., 2018). Рассмотрены такие характеристики, как соленость, температура, параметры карбонатной системы: рН, общая щелочность (ТА), парциальное давление углекислого газа (pCO₂) и растворенный неорганический углерод (DIC); биогенные вещества в минеральной (DIP, DSi, DIN) и в органической формах (P_{общ}, N_{общ}), макрокомпонентный состав воды, растворенный органический углерод (POY), гуминовые вещества (ГВ), взвешенные вещества (ВВ).

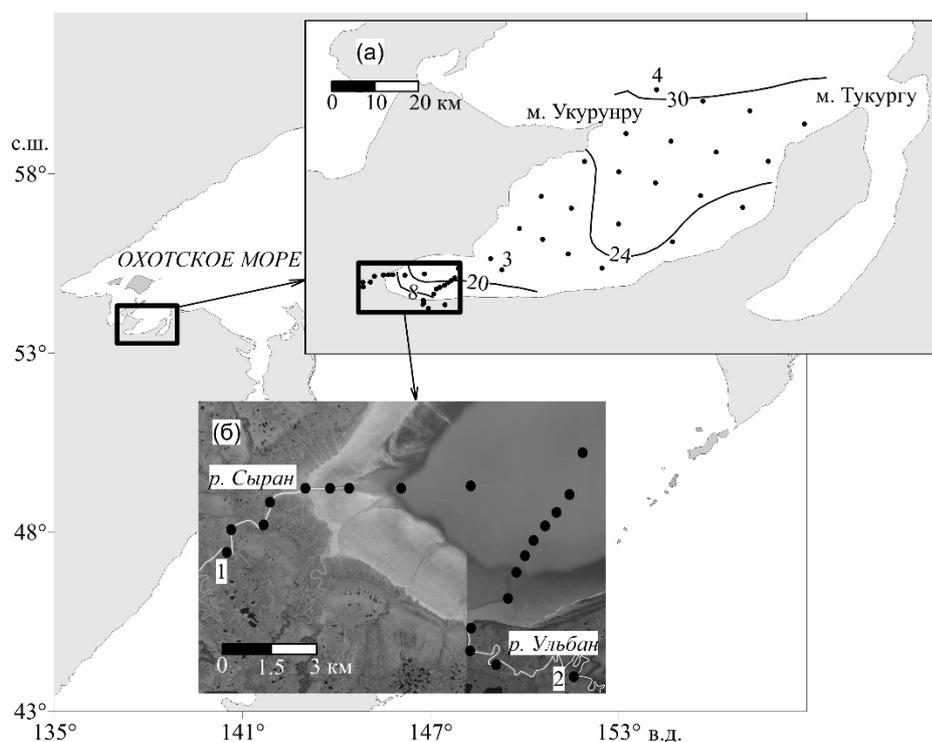


Рис. 1. Район исследований. На вставке “а” изолиниями обозначена соленость (‰) поверхностного слоя воды, на вставке “б” обозначены исследованные реки.

В макрокомпонентном составе исследованных рек (табл. 1) преобладают ионы натрия и хлорид-ионы, поскольку влияние моря сказывается в реках на десятки километров от устьевых створов вверх по течению. Отмечаются низкие концентрации минеральных форм азота, но относительно высокие концентрации азота в органической форме, особенно для р. Ульбан. Р. Сыран при этом отличается повышенным содержанием фосфора в минеральной и органической формах. Характерны высокие величины pCO_2 и концентрации PO_4 преимущественно в гуминовой форме. В р. Сыран наблюдалась относительно высокие концентрации взвеси (табл. 1).

Таблица 1. Гидрохимические характеристики нижнего течения р. Сыран 14.07.2016 и р. Ульбан 26.07.2016. S – соленость (мг/кг); Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} (мкмоль/кг); DIP, $P_{общ}$, $N_{общ}$, Si, NO_2^- , NO_3^- , NH_4^+ (мкмоль/л); pH – pH_{in situ} в шкале “общей концентрации ионов водорода” (Dickson, 1984); TA (мкмоль/кг); DIC (мкмоль/кг); PO_4 (мгС/л); ГВ (мгС/л); ВВ (мг/л).

	S	Cl^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Р. Сыран	1	17		162		15	
	35	33	99	9	42	4	217
Р. Ульбан	5	55				15	
	5	5	36	569	17	4	105
	DIP	$P_{общ}$	Si	NO_2^-	N	N	
		NO_3^-			O_3^-	NH_4^+	$N_{общ}$
Р.	3	5.4	12	0.28	0.	4.	12.4

Сыран	.56		8.2		02	5	
Р.	1		16		0.	3.	
Ульбан	.56	1.9	3.7	0.23	37	8	19.4
	T		DI	pC	P	Г	
	A	pH	C	O ₂	OY	B	BB
Р.	4	7.1	55	156	5.	4.	
Сыран	73	7	4	5	2	2	169
Р.	4	7.0	49	200	9.	7.	
Ульбан	01	2	7	7	5	8	42

Параметры карбонатной системы имеют неконсервативную зависимость от солёности (рис. 2). Наибольшая величина $p\text{CO}_2$ (2579 мкатм) наблюдалась при солёности 1.5‰, которой соответствовала наименьшая величина pH (6.87) (рис. 2). При повышении солёности свыше 20‰ значения $p\text{CO}_2$ в водах ЗС снижались ниже пороговой величины $p\text{CO}_{2\text{атм}}$, равновесной с атмосферой (403 мкатм), достигая 181 мкатм. В этом случае вода является стоком для атмосферного углекислого газа. Наибольшая величина pH составляла 8.34 в придонных водах на глубине около 15 м при солёности 30‰. В ЗС реки Ульбан pH систематически ниже, чем в ЗС реки Сыран. Зависимость DIC от солёности воды в общих чертах повторяет зависимость TA от солёности (рис. 2). Изменчивость DIC от изменчивости TA отличается более значимым разбросом точек от линейной зависимости, что объясняется продукционно-деструкционными процессами в эстуарии, поскольку один из компонентов DIC – растворенный CO_2 не является компонентом TA. В диапазоне солёности 20–24‰ происходило изъятие углерода из водной среды в поверхностном слое, что проявилось в неконсервативной зависимости DIC от солёности (рис. 2).

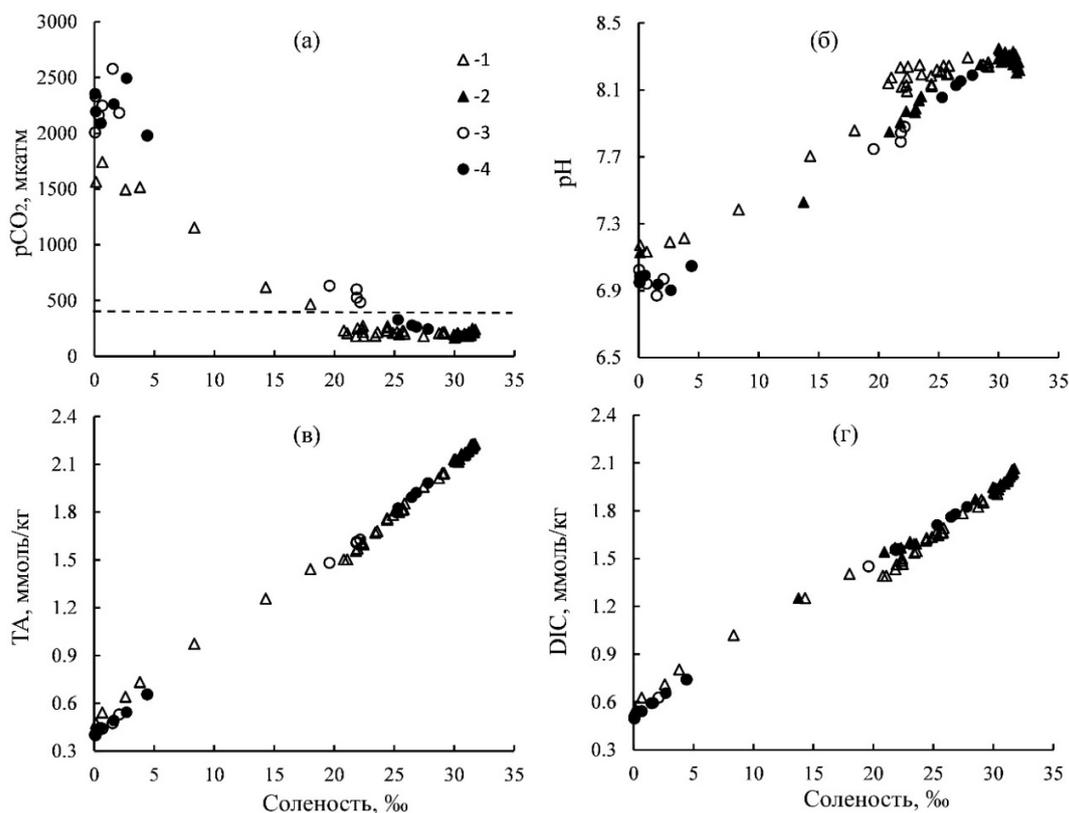


Рис. 2. Зависимость параметров карбонатной системы воды от солёности. Пунктирная линия на рис. “а” обозначает равновесное с атмосферой pCO_2 (403 мкатм). 1, 2 – поверхностный и придонный слой воды соответственно в ЗС р. Сыран, 3, 4 – поверхностный и придонный слой воды соответственно в ЗС р. Ульбан.

Обратная зависимость между pCO_2 и АОУ (Apparent oxygen utilization (кажущееся потребление кислорода)) $AOU = [O_2]_{рав.} - [O_2]_{изм.}$ проявляется на протяжении всей ЗС, свидетельствуя о том, что содержание CO_2 контролируется в основном балансом продукция/деструкция органического вещества. Вероятно, направленность процессов в балансе продукция/деструкция в ЗС рр. Сыран и Ульбан в большей степени определяется положением границы высокомутных вод, распространение которых в свою очередь зависит от интенсивности летнего паводка в тот или иной год. Относительно высокий поток речной взвеси приводит к тому, что скорость деструкции превосходит скорость продукции органического вещества на раннем этапе ЗС вплоть до солёности 20‰. В этом случае потребление CO_2 при биологической продукции ограничено, из-за ограничения фотического слоя несмотря на достаточное снабжение биогенными веществами. Толщина фотического слоя резко возрастает по мере удаления от устьевого створа для вод с солёностью более 20‰ и становится сравнимой с глубиной бассейна. Придонные воды в мористой части Ульбанского залива являются источником минерального и органического азота и фосфора. Приливное перемешивание способствует поставке этих веществ в фотический слой, толщина которого резко увеличивается в водах с солёностью более 20‰. С ростом солёности так же наблюдается рост соотношения DIN/DIP, которое в реке понижено из-за одновременно низких концентраций минеральных форм азота и относительно высокой концентрации фосфатов. Также с ростом солёности происходит повышения соотношений DIN/DSi и DIP/DSi по причине относительно высоких концентраций силикатов в реке, поставки

минеральных форм азота при приливном перемешивании на поздней стадии ЗС и ассимиляции силикатов диатомеями.

Таким образом переход экосистемы с гетеротрофной на автотрофную происходит при солености 20‰ за счет увеличения фотического слоя, который определяется потоком речной взвеси. Гетеротрофная часть бассейна при солености до 20‰ является источником CO₂ для атмосферы. После указанной солености наблюдается резкое увеличение фотического слоя, доминирование фотосинтеза, в результате чего происходит наиболее интенсивное изъятие растворенного неорганического углерода в диапазоне солености 20–25‰ и формируется поток CO₂ из атмосферы море.

Работа поддержана РФФИ (№ 21-55-53015 ГФЕН_а)

Список литературы

Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Шулькин В.М. и др. Комплексные исследования прибрежных акваторий Японского и Охотского морей, находящихся под влиянием речного стока (71-й рейс научно-исследовательского судна «профессор Гагаринский») // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С 340–342.

Pritchard D.W. What is an estuary: a physical viewpoint // *Estuaries*. Washington: Am. Ass. Adv. Sci., 1967. Publ. 83. P. 3–5.

Chen Chen-Tung A., Borges A.V. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO₂ // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2009. V. 56, Iss. 8–1. P. 578–590.

Cai W.J. Estuarine and coastal ocean carbon paradox: CO₂ sinks or sites of terrestrial carbon incineration? // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2011. V. 3. P. 123–145.

Dickson A.G. pH scales and proton-transfer reactions in saline media such as sea water // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 2299–2308.

УДК 51-7

АНАЛИЗ И ИНТЕРПОЛЯЦИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ С НЕРЕГУЛЯРНОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРОЙ.

ANALYSIS AND INTERPOLATION OF HYDROPHYSICAL DATA WITH AN IRREGULAR SPACE-TIME STRUCTURE

Захарова Наталья Борисовна¹

¹*Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука Российской академии наук*

Zakharova Natalia Borisovna¹

¹*Marchuk Institute of Numerical Mathematics*

Введение

Настоящая работа посвящена анализу данных о состоянии температуры поверхности Черного и Азовского морей. Данные наблюдений о температуре получены с различных спутников и приборов, не регулярны по времени и зачастую покрывают только часть исследуемой акватории в силу траекторий спутников, погодных условий и особенностей измерительных приборов. В работе проведен анализ данных и ошибок данных. Реализован метод интерполяции данных с учетом течений, который позволяет решать задачу интерполяции данных на регулярные расчетные сетки с учетом пропусков и нерегулярной пространственно-временной структуры наблюдений.

Анализ данных

В работе рассматриваются данные о температуре поверхности моря (ТПМ) с различных спутников: Aqua (прибор MODIS), Terra (MODIS), SNPP (VIIRS). Снимки со спутников поступают нерегулярно, покрывая различную часть акватории, в сутки поступает в среднем 5-8 снимков с информацией о ТПМ, частично или полностью покрывающих исследуемую акваторию. Пересечение наблюдаемой акватории позволяет проводить сравнение получаемых данных и оценивать ошибки данных наблюдений. Так, сравнение данных о ТПМ с приборов MODIS и VIIRS за сентябрь 2019 г. (температура поверхности моря в этот период года в среднем варьируется от 15 до 22°C) показало, что в большей части акватории разница значений, измеренных разными приборами, держится в пределах 0.5°C, однако местами разница в значениях может достигать 1.5°C, что является большим показателем, если рассматривать как абсолютную ошибку. Относительная ошибка достигает 6-10%.

Для оценки точности данных и исследования ошибок данных в работе дополнительно использовались осредненные поля ТПМ европейского портала Коперникус (www.marine.copernicus.eu) (далее для упрощения изложения будем называть выбранные данные «данными Коперникус»). С портала были получены среднесуточные данные наблюдений о ТПМ Черного и Азовского морей (ID продукта `sst_eur_sst_13s_nrt_observations_010_009_a`), поля построены на основании измерений спутников со следующей иерархией: AVHRR_METOP_B, VIIRS_NPP, SLSTRA, SEVIRI, AVHRR-19, MODIS_A, MODIS_T, AMSR2.

Проведен анализ имеющихся данных и рассчитан ряд статистических показателей. На рис.1 представлен разброс значений ТПМ за 2019 год по оцениваемым данным, данным Коперникус и расчетам численной модели. В работе использовалась численная модель гидротермодинамики INMOM [Zalesny et al., 2012]. На рисунке выделена медиана значений.

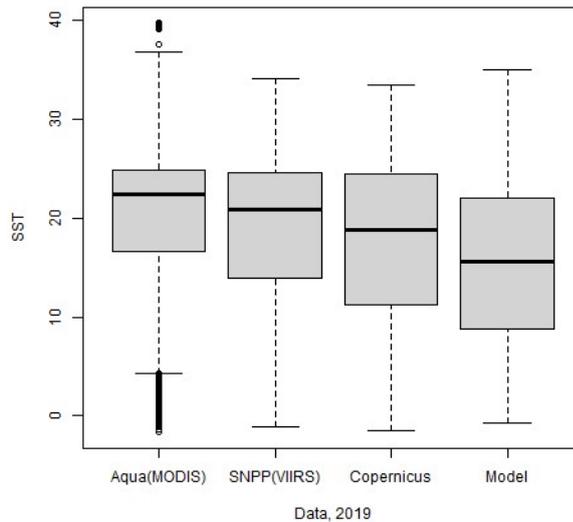


Рис.1. Разброс значений ТПМ по данным спутников Aqua и SNPP, данных Коперникус и расчетов численной модели, °С. Жирной линией помечена медиана.

Сравнение данных показывает, что значения ТПМ численной модели занижены, значения данных, полученных с приборов MODIS и VIIRS, близки между собой, данные Коперникус находятся между модельными значениями и оцениваемыми наблюдениями.

Дополнительный анализ показал, что данные приборов MODIS и VIIRS наиболее близки летом, разброс значений ТПМ за отдельные сезоны представлен на рис.2.

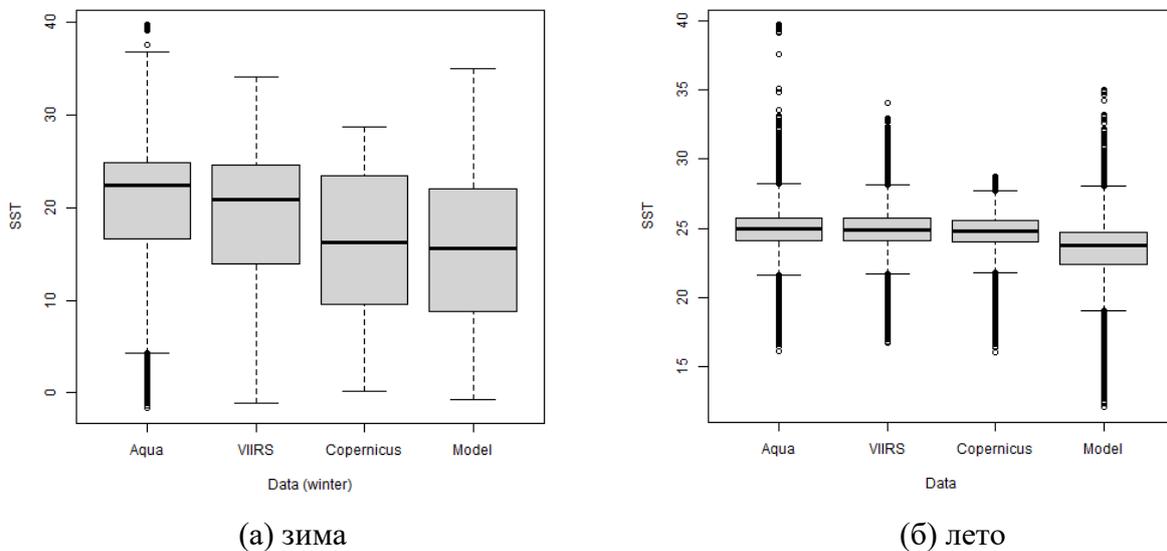


Рис.2. Разброс зимних и летних значений ТПМ Черного моря по данным 2019 г., °С.

Разница между зимними и летними значениями может быть связана с тем, что из-за особенностей погодных условий, данных наблюдений со спутников зимой поступает значительно меньше, нежели в летние, менее облачные месяцы, поэтому зимние значения представлены не полностью, соответственно статистические величины данных со спутников Aqua и VIIRS сильно отличаются между собой и от характеристик данных Коперникус.

Проанализировано распределение ошибок расчетов модели и данных наблюдений относительно данных Коперникус. На рис.3 представлено распределение ошибок данных о ТПМ Черного и Азовского морей за 2019 год.

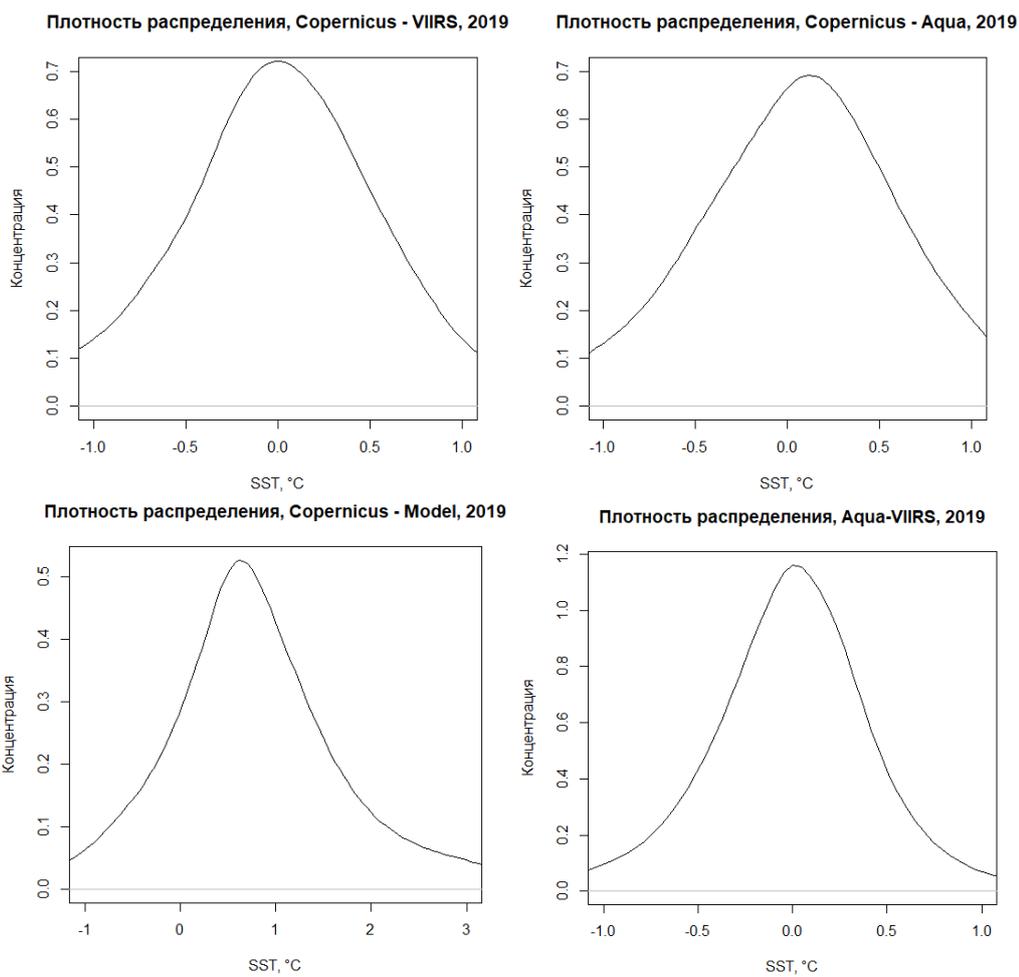
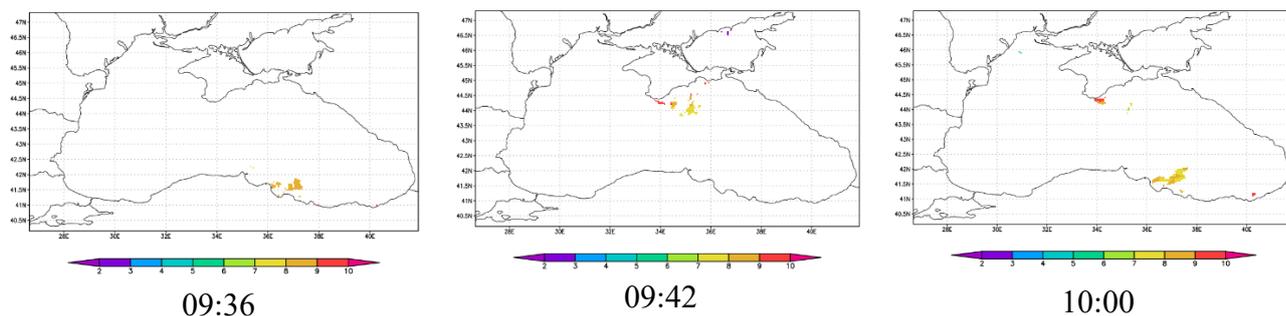


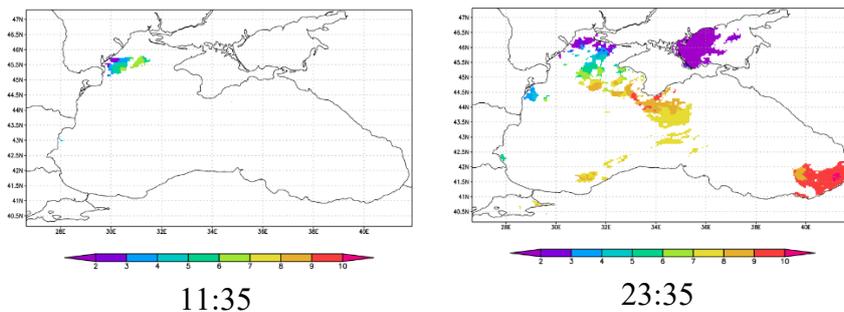
Рис.3. Плотность распределения ошибок данных о ТПМ, °С.

Ошибки данных имеют нормальное распределение, среднее значение отклонения модельных значений от данных Коперникус составляет 0.89°C , средние значения отклонения данных Aqua и VIIRS от данных Коперникус равны -0.16 и 0.09°C соответственно.

Интерполяция данных

Реализован предлагаемый в работе [Zakharova et al., 2013] метод интерполяции данных с учетом течений применительно к имеющимся массивам данных о ТПМ Черного и Азовского моря. Метод позволяет проводить интерполяцию данных наблюдений на регулярные сетки путем введения «псевдо-наблюдений». «Псевдо-наблюдения» вводятся за счет экстраполяции данных наблюдений на соседние моменты времени в рамках интервала Δ_k . При экстраполяции данных учитывается перенос их течениями. Далее с использованием реальных данных наблюдений и «псевдо-наблюдений» строится интерполянт методом обратных взвешенных расстояний, позволяющий заполнять пропуски в полях данных.





(а) данные наблюдений на различные моменты времени 27 января 2019 г.

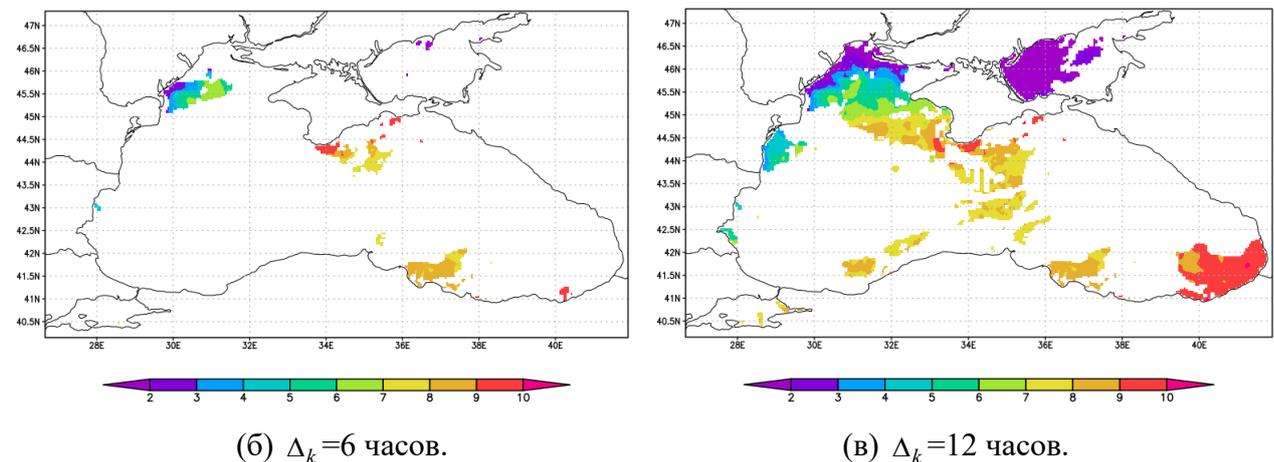


Рис.4. Данные наблюдений о ТПМ Черного и Азовского морей (а) и рассчитанный на 14:00 27 января 2019 г. интерполянт с разным параметром Δ_k (б) и (в), °С

Реализованный подход позволяет за счет экстраполяции по времени и последующей интерполяции данных по пространству, рассчитывать поля значений в конкретный момент времени, частично решая задачу нерегулярно поступающих данных наблюдений.

Заключение

В работе проведен анализ данных наблюдений о ТПМ Черного и Азовского морей, рассчитаны статистические характеристики данных. В зимние периоды времени наблюдения покрывают малую часть акватории с пропусками, что ставит задачу экстраполяции данных наблюдений. Реализован метод интерполяции и экстраполяции данных наблюдений с учетом характеристик адвективных и конвективных течений. Метод позволяет интерполировать данные на регулярные сетки путем введения «псевдо-наблюдений», увеличивая число интерполируемых данных. В данном методе можно учитывать пространственно-временную структуру данных путем корректировки параметров, регулирующих интервал по времени, в рамках которого учитываются наблюдения и вводятся «псевдо-наблюдения», и «окрестность» расчетной точки, значения в которой влияют на значение интерполянта.

Работа поддержана РФФ (грант № 20-11-20057).

Список литературы

Zakharova N.B., Agoshkov V.I., Parmuzin E.I., The new method of ARGO buoys system observation data interpolation // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. - 2013. – Vol. 28, No. 1. – P. 67-84.

Zalesny V.B, Diansky N.A, Fomin V.V, Moshonkin S.N, Demyshev S.G. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. – 2012. – Vol. 27, No. 1. – P. 95-111.

УДК 551.465

ПРИМЕНЕНИЕ РОССИЙСКОЙ МОДЕЛИ INMOM-АРКТИКА ДЛЯ ОПЕРАТИВНЫХ
РАСЧЕТОВ ЦИРКУЛЯЦИИ И МОРСКОГО ЛЬДА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

RUSSIAN NUMERICAL MODEL INMOM-ARCTIC FOR ARCTIC OCEAN CIRCULATION
AND SEA ICE SIMULATION

**Фомин Владимир Васильевич^{1,2}, Дианский Николай Ардальянович^{1,2,3},
Панасенкова Ирина Игоревна¹, Гусев Анатолий Владимирович^{1,4}**

¹ Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова (ГОИИ)

² Институт вычислительной математики имени Г. И. Марчука РАН (ИВМ РАН)

³ Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова (МГУ)

⁴ Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН (ИО РАН)

**Fomin Vladimir Vasil'evich^{1,2}, Diansky Nikolay Ardal'yanovich^{1,2,3}, Panasenкова Irina
Igorovna¹, Gusev Anatoly Vladimirovich^{1,4}**

¹ N. N. Zubov's State Oceanographic Institute

² Marchuk Institute of Numerical Mathematics of RAS

³ Lomonosov Moscow State University

⁴ P. P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS

Введение

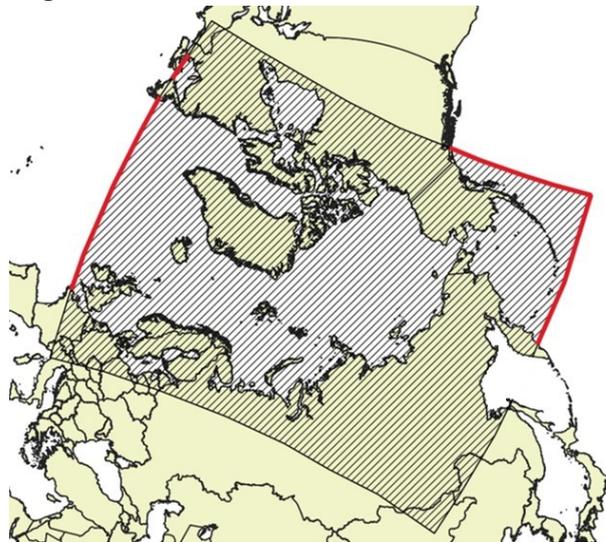
В настоящее время наиболее совершенной из функционирующих оперативных систем является служба Copernicus Marine Environmental Monitoring Service (CMEMS, <https://marine.copernicus.eu>), которая предоставляет данные и детализированные прогнозы состояния морской среды как всего Мирового океана, так и морей Европы и Северного Ледовитого океана (СЛО).

В настоящей работе представлена версия российской σ -модели общей циркуляции океана INMOM (Institute of Numerical Mathematic Ocean Model) [Moshonkin et al., 2013], реализованная для проведения оперативных расчетов циркуляции и морского льда Северного Ледовитого океана (СЛО) с пространственным разрешением $\sim 3,7$ км (INMOM-Арктика). Проведена настройка и верификация модели INMOM-Арктика в ретроспективных расчетах за период с 1 марта по 31 августа 2020 г. Выполнен анализ качества воспроизведения термохалинных характеристик и проведено сравнение с результатами расчетов по CMEMS. Проведены тестовые расчеты в оперативном режиме с усвоением спутниковых данных.

Общее описание модели INMOM-Арктика

Модель INMOM-Арктика реализована для акватории СЛО и прилегающих к нему акваторий – Берингова моря и переходной области между СЛО и Северной Атлантикой (рис. 1), в повернутой сферической системе координат, полюса которой расположены в точках 60° в. д. и 120° з. д. географического экватора, что позволяет избежать проблем устойчивости в окрестности северного полюса при использовании обычной географической системы координат. Шаг сетки

составляет $1/30^\circ$ ($\sim 3,7$ км). По глубине задано 25 σ -уровней со сгущением к поверхности океана для более точного описания верхнего деятельного слоя.



Для задания топографии дна использовались данные GEBCO (<https://www.gebco.net/>) с разрешением $30''$. Для воспроизведения приливных движений на открытых границах задается временной ход приливных колебаний уровня моря из модели TPXO 9 (TOPEX/Poseidon Global Tidal Model) (tpxo.net/global/tpxo9-atlas). Для расчета атмосферного воздействия использовались данные глобального атмосферного реанализа ERA5 с пространственным разрешением $0,25 \times 0,25^\circ$ (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>) с дискретностью по времени 1 ч.

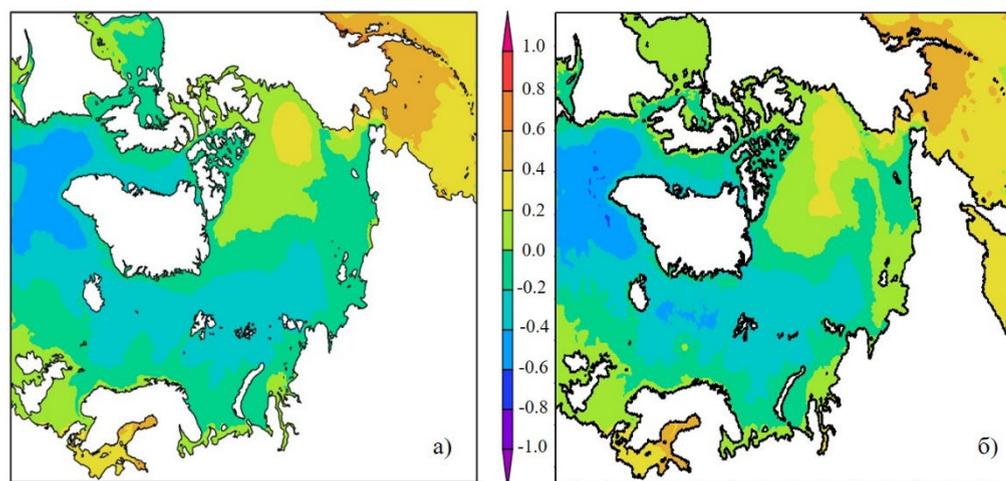
Усвоение данных наблюдений в моделях морской циркуляции позволяет значительно улучшить качество анализа и прогноза состояния морей. Для INMOM-Арктика был реализован алгоритм усвоения спутниковых данных наблюдений температуры поверхности океана (ТПО) и сплоченности ледяного покрова из CMEMS с использованием программного комплекса DART (Data Assimilation Research Testbed, <https://dart.ucar.edu/>) на основе метода ассимиляции данных наблюдений EnKF (ансамблевый фильтр Калмана).

Ретроспективные расчеты по модели INMOM-Арктика

Для оценки качества воспроизведения моделью INMOM-Арктика общей циркуляции СЛО проведены расчеты за период с 1 марта по 31 августа 2020 г. В качестве начальных и граничных условий использовались данные глобального анализа и прогноза CMEMS с пространственным разрешением $1/12^\circ$ по долготе и широте и с дискретностью по времени 1 сут, полученные на основе модели NEMO-LIM3.

INMOM-Арктика адекватно воспроизводит основные элементы циркуляции СЛО: круговорот Бофорта, Восточно-Гренландское течение, трансполярный перенос, вток тихоокеанских вод в СЛО через Берингов пролив (БП). Среднемесячные поля отклонений уровня моря от невозмущенного состояния за август 2020 г., рассчитанные по INMOM-Арктика (рис. 2а) и построенные по открытым данным глобального анализа и прогноза CMEMS (рис. 2б), сопоставимы по точности как в амплитудах изменений уровня (минимальных и максимальных), так и в расположении зон положительных и отрицательных значений. Круговорот Бофорта в

INMOM-Арктика воспроизводится более отчетливо, чем в CMEMS. Субполярный циклонический круговорот Северной Атлантики менее выражен по сравнению с CMEMS, что связано с влиянием открытой границы в INMOM-Арктика. Корректно воспроизводятся зоны повышенного уровня моря в Балтийском море и в прибрежных зонах вдоль шельфовой зоны Российской Федерации, Канады и США. Некоторые отличия в расчетах по двум моделям связаны с использованием различных данных по топографии дна и атмосферного воздействия, а также учетом в INMOM-Арктика и не учётом в CMEMS приливного воздействия. СКО между рассчитанным и измеренным с ИСЗ уровнем океана в модели INMOM-Арктика равно 6 см, а в CMEMS – 7 см.



Прогностические расчеты с усвоением спутниковых данных

Прогностические расчеты по модели INMOM-Арктика проводились в режиме наукастинга (прогностические прогоны на 24 ч вперед с усвоением данных наблюдений) за период с 12 мая по 12 июня 2020 г. Ансамбль (набор модельных состояний), необходимый для используемой процедуры усвоения, состоял из полей ТПО и сплоченности морского льда и для текущего прогона строился на основе расчетов предыдущего прогона в режиме наукастинга. Количество элементов ансамбля полагалось равным 25. При проведении расчетов усваивалось только 10% спутниковой информации с CMEMS, а остальная использовалась для независимой оценки точности расчетов. В качестве начальных условий для ТПО и сплоченности льда использовалось поле анализа, полученное методом EnKF на основе построенного ансамбля модельных состояний.

На рис. 3 представлены поле сплочённости льда, восстановленное по спутниковым снимкам (https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/SEAICE_GLO_SEAICE_L4_NRT_OBSERVATIONS_011_001/INFORMATION), а также отклонения сплочённости льда по результатам расчётов с усвоением и без от спутниковых данных. Результаты показывают, что основная разница в расчётах с учётом усвоения данных наблюдений и без него, наблюдается в прикромочной области и в прибрежных областях, где уже начался отрыв припая и интенсивное таяние льда. В областях высокой сплочённости и значительных толщин льда разница в сплочённости между спутниковыми данными и результатами расчётов с усвоением не превышает значений в 0,03, а в прикромочных областях ширина полос со значительными отклонениями уменьшается более, чем в два раза, и, в

большинстве случаев, эти отклонения не превышают значений 0,2–0,4. В расчетах без усвоения они могут достигать предельных значений ± 1 .

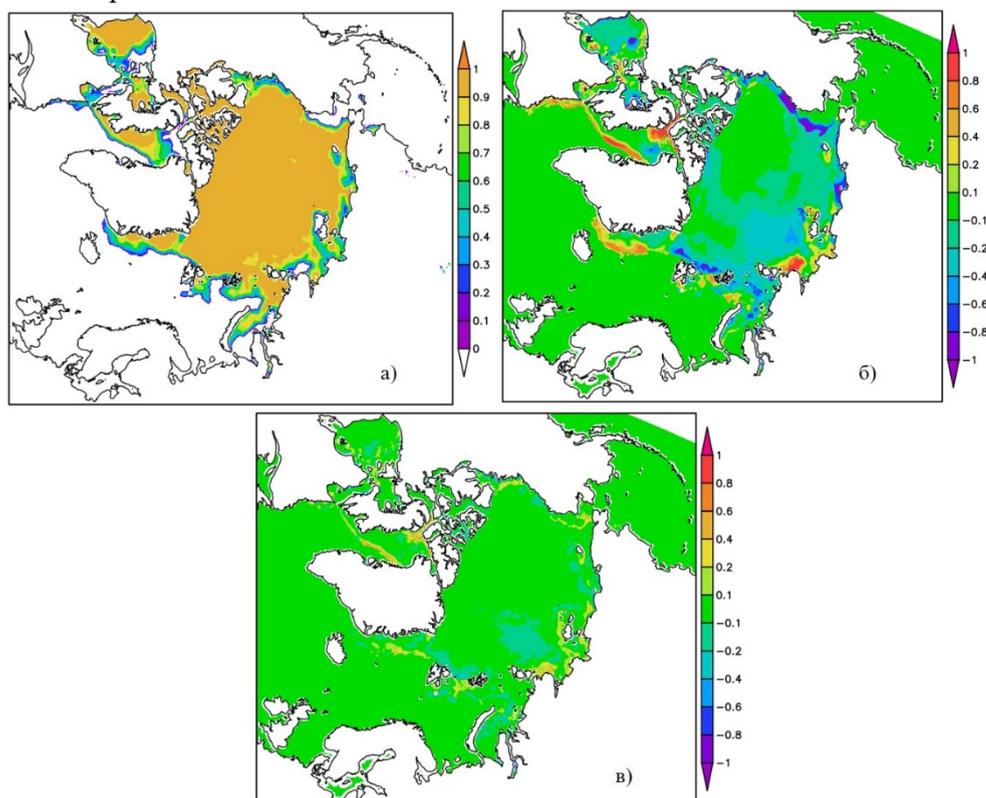


Рис. 3. Сплочённость льда, восстановленная по спутниковым снимкам (а) и отклонения сплочённости льда по расчётам без усвоения (б) и с усвоением (в) от спутниковых данных.

Заключение

Результаты ретроспективных расчетов и их сравнение с доступными данными CMEMS показали, что модель INMOM-Арктика успешно воспроизводит термогидродинамические и ледовые характеристики СЛО.

Реализованный алгоритм усвоения DART, используемый при проведении прогностических расчетов по модели INMOM-Арктика в режиме наукастинга, позволяет повысить точность расчётов термогидродинамических характеристик, в частности, ледовых характеристик в прикромочной области и в областях с интенсивным таянием льда. Можно ожидать, что в случае усвоения большего числа данных измерений, а не только 10%, точность расчётов может ещё более возрасти.

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 17-17-01295). Численные расчеты проведены с использованием оборудования Межведомственного многопроцессорного суперкомпьютерного центра РАН (<http://www.jssc.ru/>),

Список литературы

Moshonkin S., Zalesny V., Gusev A. Simulation of the Arctic — North Atlantic Ocean Circulation with a Two-Equation K-Omega Turbulence Parameterization. *J. of Marine Science and Engineering*, 2018, vol. 6, no. 3, 95. DOI: 10.3390/jmse6030095.

УДК 525.623

СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ В БЕЛОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ
НАБЛЮДЕНИЙ В 2015-2020 ГГ.

STORM SURGE SEA LEVEL OSCILLATIONS IN THE WHITE SEA ACCORDING
TO OBSERVATIONS IN 2015-2020

Кондрин Алексей Трофимович¹, Кораблина Анастасия Дмитриевна²

¹ *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова*

² *Высшая школа экономики*

Kondrin Alexey¹, Korablina Anastasia²

¹ *Lomonosov Moscow State University*

² *Higher School of Economics*

Введение.

Штормовые нагоны и связанные с ними затопления прибрежных территорий относятся к наиболее опасным природным явлениям, требующим интенсивных фундаментальных и прикладных научных исследований с целью обеспечения безопасной и эффективной хозяйственной деятельности в прибрежной зоне морей. Все сказанное выше в полной мере относится к Белому морю (в дальнейшем БЛМ), где во многих случаях размах сгонно-нагонных колебаний уровня бывает сопоставим с величиной прилива. Так как в текущем столетии прогнозируется существенное повышение среднего уровня океана, и как следствие, усиление штормовых нагонов, исследования последних становятся все более значимыми.

Штормовые нагоны возникают в результате изменений атмосферного давления и непосредственно ветрового воздействия при прохождении интенсивных циклонов. Поэтому в исследованиях этого явления важное место занимает анализ сопутствующих синоптических ситуаций. Классификация таких ситуаций в БЛМ рассматривалась в ранних исследованиях [Filatov et al, 2005], а также в работе [Кондрин, 2020]. В последней работе на основании анализа колебаний остаточного уровня моря (ОУМ) в Горле, Двинской губе и на Соловецких островах в 2004-2014 гг. рассмотрены характеристики нагонов и предложена классификация, содержащая 8 типов синоптических ситуаций, приводящих к возникновению нагонов в БЛМ. Синоптическая ситуация понимается как траектория циклона, вызвавшего нагон, а также его положение перед нагоном.

В данной работе рассмотрены сгонно-нагонные колебания уровня в БЛМ по данным наблюдений в упомянутых выше пунктах в 2015-2020 гг. Величина нагона определялась по повышению ОУМ, который определялся как разность фактического и приливного уровня. Выделено 33 случая нагонов, при которых ОУМ не менее, чем на 50 см превышал среднемесячное значение. Рассмотрены синоптические ситуации, при которых произошли эти нагоны

Материалы и методы.

В работе использованы ежечасные ряды наблюдений уровня моря на станциях Сосновец, Северодвинск, Соломбала и Соловки за период времени с 2015 по 2020 гг. ОУМ определялся путем вычитания из данных наблюдений приливной составляющей с

последующим сглаживанием с помощью фильтра Баттерворта с частотой среза 0,04 ц/ч, соответствующей периоду 25 ч. Подробно данная методика обработки данных наблюдений изложена в работе [Кондрин, 2012]. Повышения и понижения ОУМ во время нагонов и сгонов, а также изменения ПДА приведены относительно среднемесячных значений. Синоптические ситуации анализировались с помощью карт ПДА, построенных на основании реанализа CFSR и опубликованных на сайте [<http://www.wetterzentrale.de>].

Обсуждение результатов.

Атмосферные процессы. В целом, результаты данной работы согласуются с классификацией синоптических ситуаций при нагонах, предложенной в [Кондрин, 2020]. Однако, на основании новых данных формулировки некоторых пунктов были уточнены. Ниже приводится уточненная версия этой классификации.

1-й тип. Циклон Баренцева моря (БРМ). Траектория проходит через БРМ с запада или северо-запада в юго-восточную, реже восточную, его часть. К этому типу относятся как циклоны, проходящие через западную границу БРМ, так и “ныряющие”. Перед и во время нагонов центры циклонов этого типа располагаются в юго-восточной части БРМ (Воронка БЛМ, Канин Нос, о-в Колгуев; Печорское море, пр. Поморский), либо над прилегающей к ней северной части Европейской территории России (ЕТР), или восточнее над южной частью Карского моря (КРМ) и в районе п-ова Ямал.

Ко **2-му** типу относятся арктические циклоны, траектория которых проходит вдоль 80°с. ш. – Гренландское море – Шпицберген – северная граница БРМ – Земля Франца Иосифа и далее на восток. В рассмотренных случаях во время нагона образуется малоподвижная обширная депрессия в приполярной области к северу от БРМ или КРМ, либо в северной части этих морей.

В ситуации **3-го типа** траектория циклонов проходит через Скандинавский и Кольский п-ов с выходом в юго-восточную часть БРМ и далее на восток. Центры циклонов при нагоне располагались в юго-восточной части БРМ вблизи БЛМ, в Печорском море и над Обской губой.

В ситуации **4-го типа** траектория циклонов проходит из Северного моря через Скандинавский п-ов, Ботнический залив, Финляндию, далее на восток над акваторией БЛМ к Приполярному Уралу.

Ситуация 5 подобна ситуации 4, однако в этом случае траектории циклонов проходят южнее БЛМ.

6-й тип. Циклон, возникший в пределах ЕТР, преимущественно в северо-восточной части последней, либо в КРМ и в момент нагона находящийся к востоку от БЛМ, либо к северо-востоку (КРМ).

7-й тип. Обширный, малоподвижный циклон над ЕТР к востоку от БЛМ.

8-й тип. БЛМ между областью высокого давления (1020-1030 гПа) на западе (Норвежское море, Скандинавский п-ов) и циклоном (990-1000 гПа) на востоке (ЕТР, Северный Урал, Западная Сибирь).

Характеристики нагонов. В таблице 1 приведены некоторые характеристики нагонов в Северодвинске, при которых подъем ОУМ был не менее 50 см. В таблице 1 приняты следующие условные обозначения: R_m – максимальная высота ОУМ при нагоне относительно среднемесячного уровня M ; H_m – максимальная измеренная (суммарная) высота уровня относительно среднемесячного значения M ; M – среднемесячная высота

уровня относительно нуля поста; H_0 – максимальная измеренная (суммарная) высота уровня относительно нуля поста, ПДА – атмосферное давление в центре циклона. Жирным шрифтом выделены случаи, когда суммарный подъем уровня был выше критического.

Согласно полученным результатам за рассматриваемый период времени (2015-2020 гг.) в БЛМ имели место 33 случая нагонов с максимальной высотой ОУМ относительно среднемесячного значения (R_M) в Северодвинске не менее 50 см. При этом в ситуации 1 произошли 10 нагонов, в ситуации 2 – 3 нагона, в ситуации 3 – 3 нагона и в ситуации 4 – 6 нагонов. Таким образом на долю западных циклонов (ситуации 1, 2, 3 и 4) приходится 22 случая нагонов, т.е. 67%. 7 нагонов имели место при ситуации 6, при этом именно при этой ситуации произошел нагон с максимальной высотой $R_M = 130$ см. Остальные 4 нагона имели место при ситуациях 7 и 8. Следует отметить, что за рассматриваемый период времени при ситуации 5 не выявлено ни одного нагона с высотой R_M более 50 см.

С практической точки зрения наибольший интерес представляют случаи суммарного повышения уровня H_0 выше критической отметки (612 см в Северодвинске). Таких случаев в рассматриваемый период времени насчитывается 13. Хотя достижение критического уровня зависит не только от высоты R_M , но также от среднемесячного уровня M и фазы прилива, все же во всех таких случаях, за исключением одного (21.02.2019 вклад R_M в H_M составил 45%), вклад повышения ОУМ был основным и составлял от 55 до 80%.

Таблица 1. Характеристики нагонов при различных синоптических ситуациях на станции Северодвинск (критический уровень при нагонах 612 см)

№	Дата	Тип	ПДА (гПа)	$R_M/H_M/M/H_0$ (см)
1	13.02.2015	1	970	60/109/490/599
2	15.08.2015	6	995	77/139/492/631
3	5.11.2015	1	995	77/131/493/624
4	7.12.2015	3	965	77/109/513/622
5	27.12.2015	2	970	75/133/513/646
6	16.03.2016	1	970	105/166/482/648
7	28.08.2016	4	985	54/105/487/592
8	21.01.2017	1	970	107/142/481/623
9	14.02.2017	1	980	56/128/475/603
10	28.03.2017	1	975	54/133/470/603
11	6.05.2017	7	990	54/98/479/577
12	2.09.2017	4	1000	60/97/461/558
13	19.10.2017	4	985	53/120/474/594
14	1.11.2017	7	970	74/117/475/592
15	8.11.2017	3	995	65/133/475/608
16	8.01.2018	1	990	60/117/455/572
17	10.04.2018	4	995	54/83/463/546
18	22.08.2018	6	985	130/163/475/638
19	29.09.2018	6	995	60/123/477/600
20	18.11.2018	8	1045-1010	72/107/486/593
21	21.11.2018	2	980	105/144/486/630

22	22.11.2018	2	990	84/138/486/624
23	30.12.2018	3	975	56/100/462/562
24	18.02.2019	4	985	94/153/473/626
25	21.02.2019	4	985	65/144/473/617
26	30.07.2019	8	1035-990	74/118/484/602
27	4.08.2019	6	980	98/169/476/645
28	15.09.2019	6	990	58/120/487/607
29	23.09.2019	6	975	53/97/487/584
30	5.01.2020	1	960	67/106/493/599
31	23.01.2020	1	970	100/151/493/644
32	4.02.2020	6	975	60/96/478/574
33	8.11.2020	1	985	86/138/475/613

Интересно сравнить количество нагонов с R_m более 100 см в разные промежутки времени. За 11 лет с 2004 по 2014 гг. таких нагонов было всего 3, а в рассматриваемый шестилетний промежуток 2015-2020 гг. таких нагонов произошло уже 5. Можно предположить, что интенсивность циклонической деятельности в районе БРМ-БЛМ в рассматриваемый период по сравнению с предыдущим возросла.

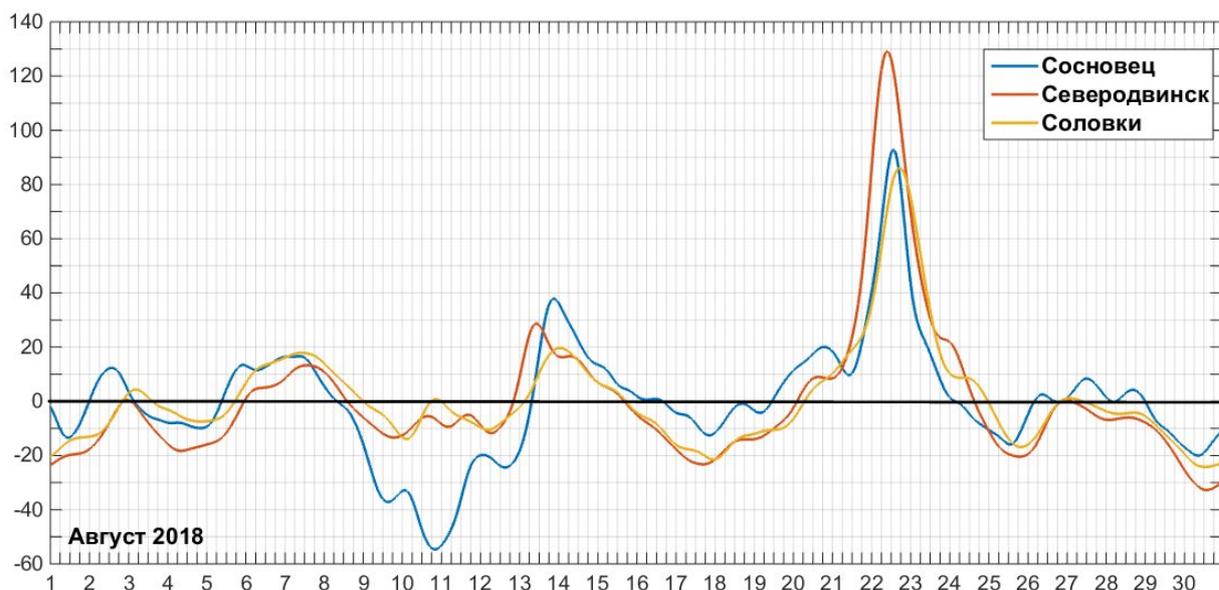


Рис. 1. Колебания ОУМ в Белом море в августе 2018 г. По вертикальной оси – высота ОУМ в см, по горизонтали время и даты.

На рис. 1 показан ход ОУМ при наиболее сильном штормовом нагоне 22.08.2018 г. Во время этого нагона максимальное возвышение ОУМ над среднемесячным уровнем составило 130 см, суммарное повышение уровня относительно среднемесячного значения равнялось 163 см, а относительно нуля поста – 638 см. Вклад нагона в общее повышение уровня составил 80%. Этот нагон произошел при синоптической ситуации 6-го типа, когда БЛМ находилось под воздействием достаточно глубокого циклона, центр которого находился в непосредственной близости к востоку от Зимнего берега.

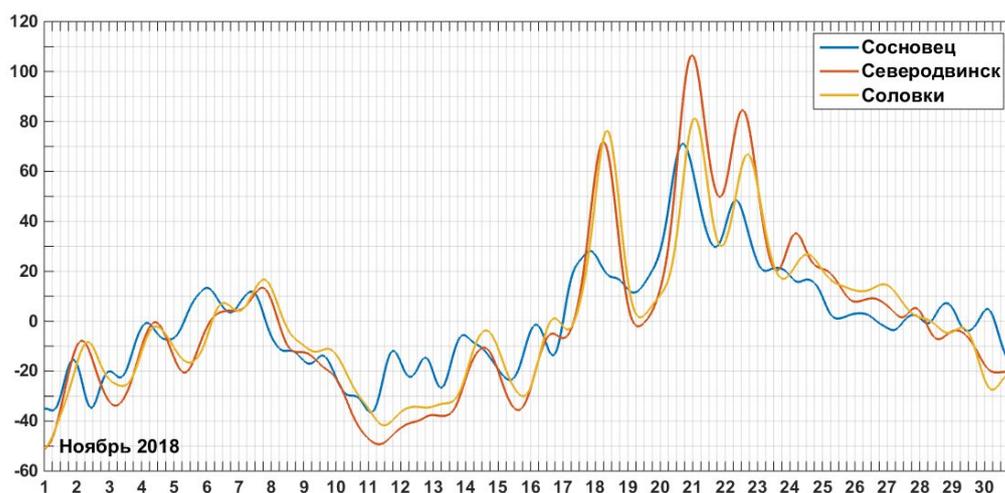


Рис. 2 Колебания ОУМ в Белом море в ноябре 2018 г.

Этот нагон, очевидно, возник непосредственно в БЛМ, максимальный подъем ОУМ сначала произошел в Двинском заливе, затем примерно через 3 часа максимум наблюдался в Сосновце, где подъем ОУМ составил 92 см и позднее через 5 часов на Соловках, где подъем ОУМ составил 86 см.

На рис. 2 изображены колебания ОУМ в ноябре 2018 г. В период с 18 по 23 ноября произошли три нагона, при этом максимальный подъем ОУМ имел место 21 ноября и достиг 106 см. В это время акватории БРМ и БЛМ находились под действием обширного циклона с центром (980 гПа) в КРМ (2 тип). Нагон сначала имел место в Сосновце (70 см), через 7 часов в Северодвинске (106 см) и еще через 2 часа в Соловках (71 см). Нагон носит индуцированный характер, т.е. сначала возник в БРМ, а затем проник в БЛМ, на что указывает последовательность событий.

Выводы

Рассмотрены 33 случая нагонов, с максимальной высотой повышения ОУМ не менее 50 см. Анализ синоптических ситуаций при штормовых нагонах, в целом согласуется с их классификацией, приведенной в работе [Кондрин, 2020]. Однако, на основании полученных новых данных внесены некоторые дополнения в определения отдельных типов синоптических ситуаций.

Наиболее интенсивные колебания ОУМ имели место в Двинском заливе, при этом в 5 случаях максимальная высота ОУМ во время нагона превышала 100 см. Самый сильный нагон произошел 22 августа 2018 г. при синоптической ситуации 6-го типа, когда максимальная высота ОУМ в Северодвинске достигла значения 130 см.

Отмечено 13 случаев суммарного повышения уровня H_0 выше критической отметки (612 см в Северодвинске). Хотя достижение критического уровня зависит не только от высоты R_m , но также от среднемесячного уровня M и фазы прилива, все же в 12 случаях из 13 вклад повышения ОУМ был основным и составлял от 55 до 80%.

По сравнению с предыдущим 11 летним периодом (2004-2014 гг.) интенсивность сгонно-нагонных колебаний в БЛМ, в рассматриваемый период видимо, усилилась. Действительно, если за 11 лет с 2004 по 2014 г. наблюдались лишь 3 нагона с высотой

повышения ОУМ более 100 см, то за шесть лет с 2015 по 2020 г. таких случаев было 5. Впрочем, этот вопрос нуждается в дальнейших исследованиях.

Литература

Кондрин А.Т. Штормовые нагоны Белого моря в различных синоптических ситуациях. Труды VIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2019)» Том I (III): ,серия Труды VIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2019)», издательство Изд-во Моск. ун-та (М.), 2020, том 1, с. 50-55

Кондрин А.Т. Неприливные колебания уровня моря в районе Беломорской Биологической станции МГУ// Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2012. № 3. с. 80–85.

Filatov N., Pozdnyakov D., Johannessen Ola M. et al. White Sea. Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change. Berlin: Springer – Verlag: 2005. 462 p.

УДК 551.465.4

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДНЫХ МАСС В
СУБТРОПИЧЕСКОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

INTER-ANNUAL VARIABILITY OF WATER MASS CHARACTERISTICS IN THE
SUBTROPICAL PART OF THE NORTH ATLANTIC

**Крашенинникова Светлана Борисовна¹, Демидов Александр Николаевич²,
Иванов Алексей Алексеевич², Бабич Милена Сергеевна³**

¹ФИЦ ИнБЮМ, г. Севастополь, Россия

²Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия

³СевГУ, г. Севастополь, Россия

Krasheninnikova Svetlana¹, Demidov Alexander², Ivanov Alexey², Babich Milena³

¹*A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences,
Sevastopol, Russia*

²*Lomonosov Moscow State University (MSU), Faculty of Geography*

³*Sevastopol State University, Sevastopol, Russia*

Введение

В системе глобального конвейера в Атлантическом океане Североатлантическая глубинная водная масса переносится на юг. Она формируется в результате глубокой зимней конвекции в субарктических широтах. Компенсационный возвратный поток теплых поверхностных вод, преимущественно системы Гольфстрима – Североатлантическое течение, в субтропической части Атлантики направлен на север (Крашенинникова, 2019, Morozov, Demidov, 2010).

В Субтропической Атлантике выделяются поверхностные, промежуточные, глубинные и придонные воды. Их интенсивность изменяется на сезонных, межгодовых и междесятилетних масштабах (Демидов и др., 2019; Krasheninnikova et al., 2021; Koltermann et al., 1999; McCarthy et al., 2012, Smeed et al., 2014).

Определение ряда важных количественных характеристик водных масс, в том числе их объема, средних свойств и диапазона изменений этих свойств, требует знания точного положения водных масс в пространстве океана, а, следовательно, и разделяющих их границ (Добролюбов, Демидов, 2006; Горбушкин, Демидов, 2019).

Имеющиеся современные океанические реанализы с достаточно высоким пространственным разрешением (до 1/12 градуса) позволяют оценить изменчивость переносов водных масс на межгодовых масштабах в Субтропической Атлантике. Сравнение этих оценок с оценками, полученными по данным разрезов и модельных расчетов по данным буев RAPID, позволяет оценить достоверность результатов.

Цель работы: Оценить межгодовую изменчивость переносов водных масс в Субтропической Атлантике, используя океанические реанализы.

Материалы и методы

В работе оценка переносов вод в Субтропической Атлантике производилась по реанализам с разным пространственным разрешением (1° – $0,8^{\circ}$) GECCO2, ECCO2, ORAS3, ORAS4, ORAS5, GLORYS2v4, GLORYS12v1, EN4.2, SODA2.2.4 за 2004–2015 гг. Сравнивались интегральные оценки переносов массы на 26° с.ш. Субтропической Атлантики в выделенных вертикальных границах водных масс по реанализам и контактными данным наблюдений (гидрологическим разрезам), а также модельным расчетам с использованием данных буев RAPID (далее данные RAPID). Производилась оценка баланса массы. Согласно проверочным критериям, она не должна превышать ± 3 Св при получении интегральной оценки переноса по всему разрезу. В работе также отдельно анализировались не только интегральные переносы массы через разрез на 26° с.ш., но и отдельно рассматривались переносы в условно выделенных 3 районах: западное пограничное течение (FC+AC), западное (WB) и восточнее (EB) Срединно-атлантического хребта (САХ), а также выделенных границах следующих водных масс: Атлантической поверхностной водной массой, состоящей из 3 компонент (FC, WB, EB), Антарктической промежуточной водной массы (AAIW), Средиземноморской водной массы (MIW), Северной глубинной водной массы (NADW, представленной верхней (UNADW) и нижней (LNADW) частями), Антарктической придонной водной массой в западной части (AABW) и в восточной части (EB) от САХ.

Результаты и выводы

Среднегодовые и среднемноголетние оценки интегральных переносов через 26° с.ш. Субтропической Атлантики, полученные в настоящей работе по реанализам, а также данным RAPID и гидрологическому разрезу (Koltermann et al., 1999) представлены в табл. 1.

Таблица – Оценки интегральных переносов вод через 26° с.ш. Субтропической Атлантики, полученные по реанализам, разрезам за 1992 г. и модельным оценкам с использованием буев RAPID за 2004 – 2015 гг.

26.5° с.ш.	Koltermann et al., 1999	ECCO2	GECCO	ORAS3	ORAS4	SODA	GLORYS2v4	GLORYS12v1	RAPID-Watch
Поверх.	16.5	13.1	13.4	15.3	11.5	11.5	16.1	16.3	16.9
Промеж.	-6.5	1.7	0.0	2.7	1.6	1.1	1.0	1.2	0.4
Глубин.	-11.0	-13.2	-13.6	-18.0	-13.1	-17.1	-18.2	-18.8	-17.6
Придон.	0.3	0.5	1.9	0.8	1.0	1.4	2.0	1.9	1.0
Разбаланс, Δ	-0.7	2.1	1.7	0.8	1.0	-3.1	0.9	0.6	0.7

Примечание: Обозначено синим – хорошее совпадение с RAPID, зеленым – совпадение величин между разными реанализами

В целом реанализы занижают абсолютные значения переносов. Анализ переносов массы на 26 ° с.ш. Субтропической Атлантики показал, что нулевой перенос массы (± 3 Св) лучше всего достигается по реанализам ORAS3, ORAS4, GLORYS2v4, GLORYS12v1. Оценки, полученные по этим реанализам, лучше всего согласуются с модельными оценками с использованием бкев RAPID. Компенсация переносов северного направления в поверхностном слое 15 Св в основном осуществляется в глубинном слое -15 Св.

На основе реанализа GLORYS12v1 за 2004–2015 гг. проанализирована межгодовая изменчивость переносов поверхностных (FC+AC, EB, WB), промежуточных (AAIW, MIV), глубинных (NADW, которые делятся на UNADW и LNADW) и придонных (AABW, EBW) вод Субтропической Атлантики (рис. 1) и для 4-х сезонов (рис. 2).

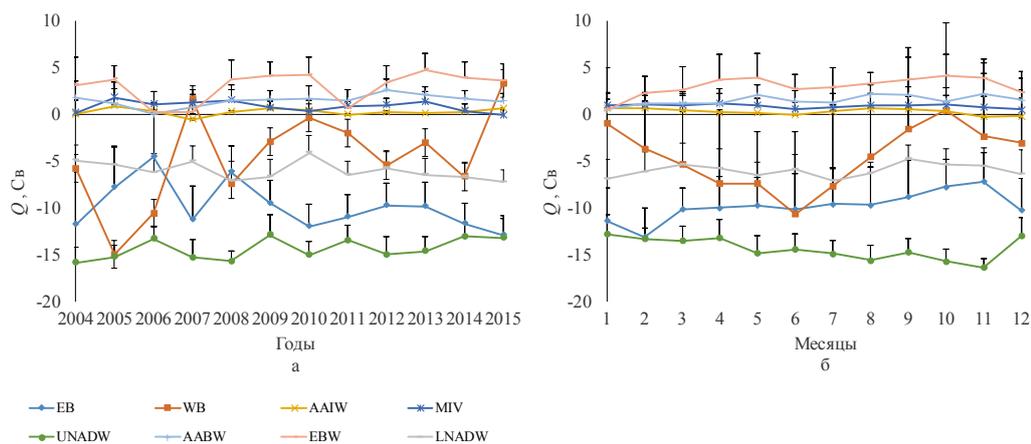


Рис. 1. – Межгодовая и внутригодовая изменчивость переносов водных масс на разрезе 26.5° с.ш. Субтропической Атлантике по реанализу GLORYS12v1 с высоким пространственным разрешением 0.12°

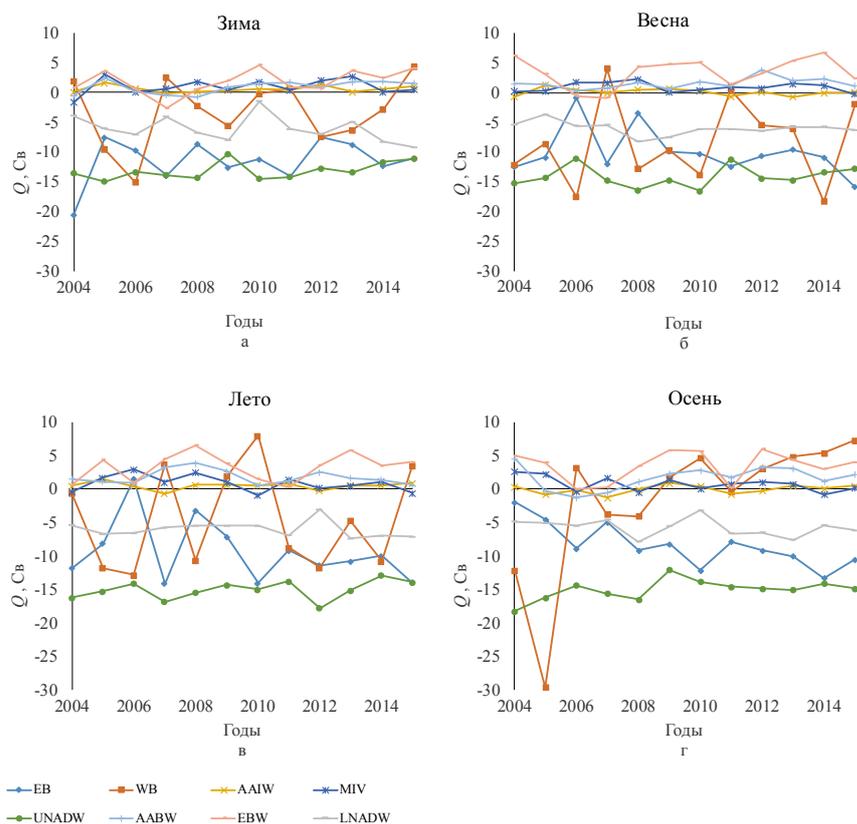


Рис. 2. – Межгодовая изменчивость переносов водных масс на разрезе 26.5° с.ш. Субтропической Атлантике зимой, весной, летом, осенью по реанализу GLORYS12v1 с высоким пространственным разрешением 0.12°

Реанализы ECCO, GECCO, ORAS4, GLORYS12v1 хорошо описывают межгодовую изменчивость переносов массы с характерным периодом ~6 лет, полученные результаты хорошо согласуются с работой (Yang, He, 2014). Кроме того, выделяется характерный период ~12 лет, по-видимому связанный с солнечной активностью.

В 3.2007, 1.2010, 3.2013 г. согласно рассмотренным модельным данным с использованием буев RAPID и реанализам произошло ослабление конвейера, в большей степени обусловленное изменениями переносов поверхностных и глубинных вод в зимне-весенний период (рис. 2 а, б, 4). Между остановками конвейера ~6 лет, что возможно связано с Североатлантическим колебанием, имеющим такой же характерный период изменчивости (Krasheninnikova et al., 2021).

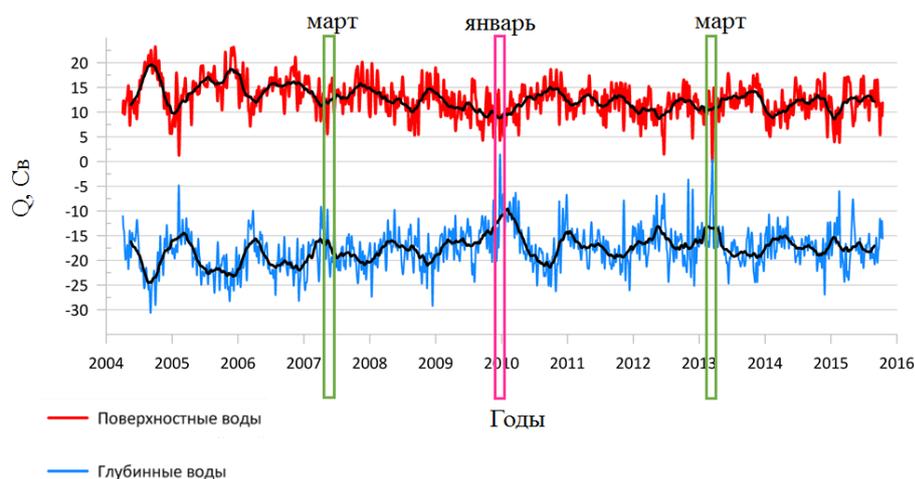


Рис. 3. – Межгодовая изменчивость переносов водных масс на разрезе 26.5° с.ш. Субтропической Атлантике по модельным расчетам с использованием буев RAPID. Цветными прямоугольниками выделены события ослабления конвейера

Работа выполнена по теме государственного задания ФИЦ ИнБЮМ «Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом» (0556-2021-0003), а также при поддержке гранта РФФИ №19-17-00110.

Список литературы

1. Горбушкин А.Р., Демидов А.Н. Изменчивость термохалинных характеристик на ~26,5° с.ш. по данным трансатлантических океанологических разрезов и реанализов // Метеорология и гидрология. 2019. № 7. С. 64–77.
2. Добролюбов С.А., Демидов А.Н. Потоки массы, тепла и пресной воды на разрезах по 60° с.ш. в Северной Атлантике // В кн. Фундаментальные исследования океанов и морей, Т. 1. М. Наука. 2006. С. 92–109.
3. Крашенинникова С. Б. Водные массы и переносы тепла в Северной Атлантике / Институт морских биологических исследований им. А. О. Ковалевского РАН. Симферополь: ИТ «Ариал», 2019. 124 с. DOI: 10.21072/978-5-907162-84-6.
4. Koltermann K.P., Sokov A., Tereschenko V., et al. Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic // Deep-Sea Res. 1999. P. II. V. 46. P. 109–138.
5. Krasheninnikova S.B., Demidov A.N., Ivanov A.A. Variability of the Characteristics of the Antarctic Bottom Water in the Subtropical North Atlantic // Oceanology. 2021. V. 61, iss. 2. P. 151–158. DOI:10.1134/S0001437021020090.
6. McCarthy G., Frajka-Williams E., Johns W. E., et al. Observed interannual variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5° N // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39, no. L19609.
7. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows / Springer, Ed. G. Weatherly. 2010. 266 pp. ISBN: 978-90-481-9357-8.
8. Smeed D.A., McCartney G.D., Cunningham S.A. Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004–2012 // Ocean Sci. 2014. V. 10. P. 29–38.
9. Yang X.-Y., He Z. Decadal change of Antarctic Intermediate Water in the region of Brazil and Malvinas confluence // Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers. 2014. V. 88. P. 1–7.

УДК 551.583

О ПРИЧИНАХ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

ABOUT THE REASONS OF CLIMATIC VARIABILITY OF THE BARENTS SEA TEMPERATURE

Серых Илья Викторович^{1,2}, Костяной Андрей Геннадьевич^{1,2}

¹ *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

² *Геофизический центр РАН, Москва*

Serykh Ilya V.^{1,2}, Kostianoy Andrey G.^{1,2}

¹ *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

² *Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Введение

Для современного климата Земли характерен положительный тренд изменений глобальной приповерхностной температуры, связанный с антропогенным фактором увеличения содержания парниковых газов в атмосфере. Наряду с этим, после удаления сезонного хода, наблюдаются кажущиеся хаотичными изменения температуры, вызванные, по всей видимости, следующими естественными причинами. Воздействием на климатическую систему таких внешних квазипериодических сил как: 11-летнее изменение солнечной активности (Серых и Сонечкин, 2017а, 2017б; Серых, 2018), 14-месячное чандлеровское колебание полюсов Земли (Вакуленко и др., 2018; Serykh and Sonechkin, 2019) и 18.6-летнее лунно-солнечная нутация оси вращения Земли (Serykh and Sonechkin, 2020, 2021); глобальными и региональными модами климатической изменчивости: Эль-Ниньо – Южное колебание, Глобальная атмосферная осцилляция (Serykh et al, 2019; Серых, 2021), Северо-Атлантическое колебание (Серых и Толстиков, 2020), Тихоокеанское мультидекадное колебание (Serykh and Kostianoy, 2019), Арктическое колебание и др. Все эти факторы могут оказывать влияние на региональные климатические изменения температуры Баренцева моря, исследованию которой и посвящена данная работа.

Данные и методы

Анализировались среднемесячные данные температуры на 22 различных глубинах от 5 до 446 метров океанического ре-анализа ECMWF Ocean Reanalysis System 4 (ORAS4) на сетке $1^\circ \times 1^\circ$ за период 1958-2017 гг. А также среднесуточные данные аномалий температуры поверхности океана (ТПО) NOAA OISSTv2 High Resolution Dataset на сетке $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ за период 1982-2017 гг. Производилось усреднение данных для региона Баренцева моря (68° - 80° с.ш.; 20° - 55° в.д.). В каждом узле сетки рассчитывался средний сезонный ход за рассматриваемый период, который затем вычитался из исходных данных для получения аномалий относительно сезонного хода. Линейные тренды рассчитывались методом наименьших квадратов.

Результаты

Для среднего поля температуры воды Баренцева моря характерен заток и распространение на восток относительно теплых вод из Северной Атлантики вдоль Скандинавского побережья. Разница температур между западом и востоком Баренцева моря на широтах 70 - 75° с.ш. составляет 5°C . В то время как на широтах 75 - 80° с.ш. разница практически отсутствует.

Анализ данных показал существенный рост средней температуры Баренцева моря за последние 60 лет (Рис. 1), вызванный, по всей видимости, глобальным потеплением климата. Причем у поверхности температура росла быстрее, чем на глубине. Температура Баренцева

моря увеличивалась в среднем на 0.2°C за 10 лет, и таким образом за 60 лет выросла более, чем на 1°C . Наиболее быстро температура росла в 2-х регионах Баренцева моря: ($75-77^{\circ}$ с.ш.; $28-35^{\circ}$ в.д.) и ($73-76^{\circ}$ с.ш.; $45-55^{\circ}$ в.д.) – вплоть до 0.4°C за 10 лет у поверхности. По всей видимости, это связано с сокращением площади морского льда в этих регионах.

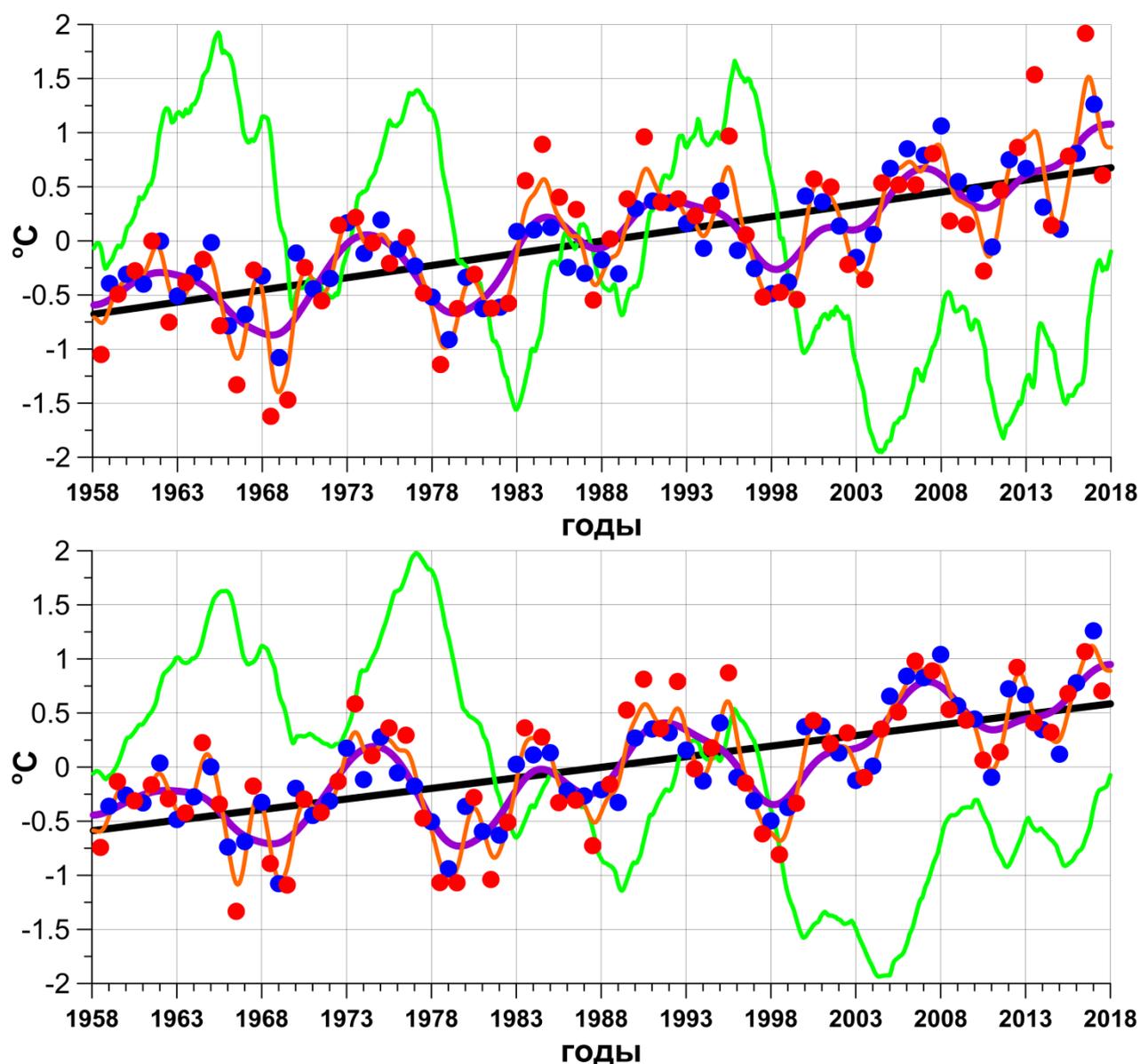


Рис 1. Изменения среднемесячных аномалий температуры Баренцева моря на глубинах 5 метров (вверху) и 55 метров (внизу), сглаженных 2-летним (оранжевый) и 7-летним (фиолетовый) фильтрами Баттерворта нижних частот. Их линейный тренд (черный) и накопленная сумма аномалий после удаления линейного тренда (зеленый). Кругами отмечены средние значения аномалий для теплого (май-октябрь) (красный) и холодного (ноябрь-апрель) (синий) полугодий.

Расчет спектров и вейвлетных преобразований показал, что в межгодовой изменчивости выделяются периоды от 2 до 7 лет, от 8 до 10 лет и около 14-15 лет (Рис. 2). Которые можно связать с Эль-Ниньо – Южным колебанием, Северо-Атлантическим колебанием и изменениями Северо-Атлантического течения, соответственно. В работе (Серых и др., 2018) показано, что Эль-Ниньо – Южное колебание является элементом Глобальной атмосферной осцилляции (ГАО), что объясняет связь столь отдаленных регионов, как тропики Тихого океана и Баренцево море, а также возникновение соответствующих аномалий в Баренцевом

море до начала событий Эль-Ниньо. Во время же событий Ла-Нинья (отрицательная фаза ГАО) в Баренцевом море наблюдаются положительные аномалии температуры.

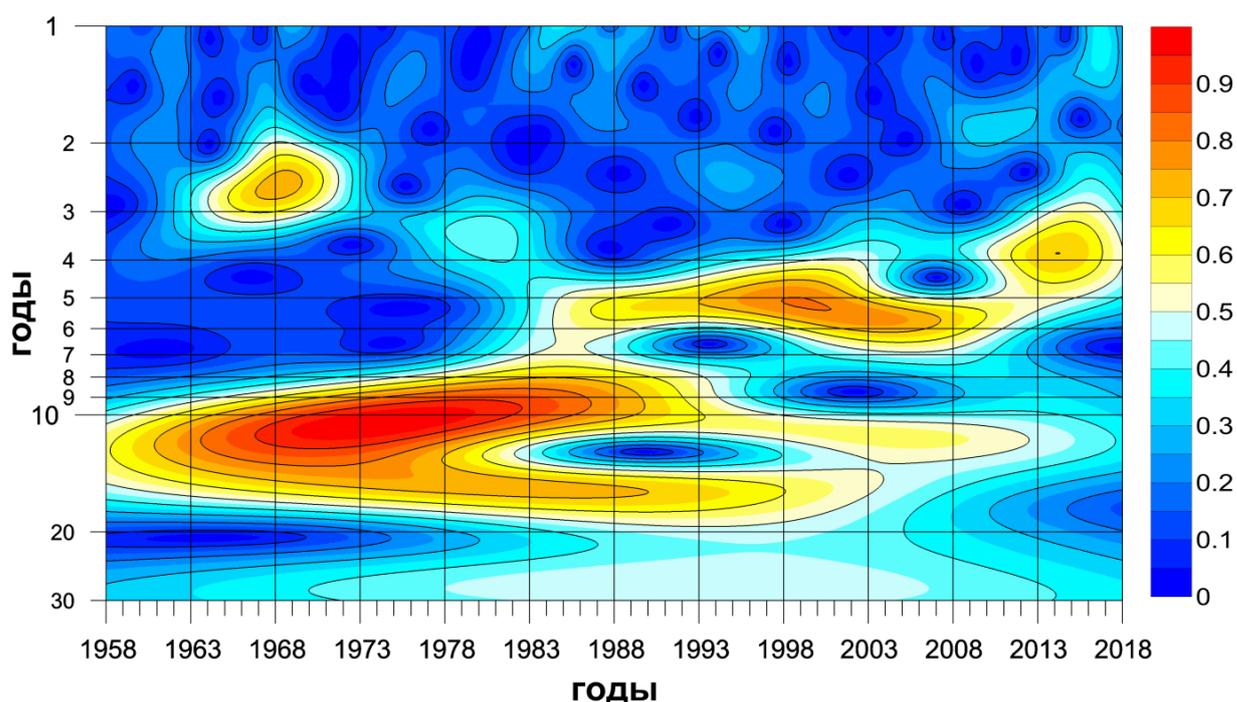


Рис 2. Диаграмма вейвлетного преобразования ряда среднемесячных аномалий температуры Баренцева моря на глубине 5 метров. Произведено предварительное нормирование рядов на их среднеквадратические отклонения.

Заклучение

Анализ среднемесячных данных температуры Баренцева моря на поверхности и различных глубинах за период 1958-2017 гг. показал её существенный рост за последние десятилетия. Более того, с середины 1980-х годов рост температуры заметно ускорился. На фоне этого роста обнаружены колебания температуры на периодах близким к 2-7, 8-10 и 14-15 годам. Выдвинуто предположение о связи этих изменений с Эль-Ниньо – Южным колебанием (ЭНЮК), Северо-Атлантическим колебанием (САК) и изменениями Северо-Атлантического течения (САТ), соответственно. Показано, что аномалии температуры связанные с ЭНЮК, САК и САТ затрагивают верхний 100-метровый слой Баренцева моря.

Связь между ЭНЮК и температурой Баренцева моря положительная для периодов от 2 до 4 лет и отрицательная для периодов от 4 до 7 лет. Причем наблюдается нестационарное поведение этих связей: смещение временных периодов колебаний, а также календарных периодов их синхронизации и десинхронизации. Связь между температурой Баренцева моря и САК на периодах около 8-10 лет положительна и также демонстрирует неустойчивое поведение. Была выдвинута гипотеза, что Глобальная атмосферная осцилляция (ГАО), элементами которого являются Южное колебание и САК, может служить синхронизирующим механизмом межгодовых колебаний в Тихом океане, Северной Атлантике и Баренцевом море. Связь между междесятилетними колебаниями температуры Баренцева моря и изменениями температурных аномалий САТ на периодах около 14-15 лет является положительной и связана с переносом температурных аномалий из Северной Атлантики в регион Баренцева моря, как через атмосферу, так и посредством океанских течений.

Исследование выполнено в рамках проекта РНФ N 21-77-30010 «Системный анализ динамики геофизических процессов в российской Арктике и их воздействие на развитие и функционирование инфраструктуры железнодорожного транспорта» (2021-2024 гг.).

Список литературы

Вакуленко Н.В., Серых И.В., Сонечкин Д.М. Хаос и порядок в атмосферной динамике. Часть 3. Предсказуемость Эль-Ниньо // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. – 2018. – Т. 26, № 4. – С. 75-94.

Серых И.В. О динамике и структуре Глобальной атмосферной осцилляции в климатических моделях и реальности // Океанологические исследования. – 2018. – Т. 46, № 1. – С. 14-28.

Серых И.В. О роли Эль-Ниньо – Глобальной атмосферной осцилляции в межгодовой изменчивости гидрометеорологических процессов // Гидрометеорология и экология. – 2021. – № 63. – С. 329–370.

Серых И.В., Сонечкин Д.М. Сопоставление временных энергетических спектров индексов Эль-Ниньо – Южного колебания и глобальных полей температуры и атмосферного давления в приповерхностном слое // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2017а. – Т. 2. – С. 144-155.

Серых И.В., Сонечкин Д.М. Хаос и порядок в атмосферной динамике: Часть 1. Хаотические вариации погоды // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. – 2017б. – Т. 25, № 4. – С. 4-22.

Серых И.В., Сонечкин Д.М., Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А. Global atmospheric oscillation in troposphere and lower stratosphere // Системы контроля окружающей среды. – 2018. – № 13 (33). – С. 70-78.

Серых И.В., Толстиков А.В. О причинах долгопериодной изменчивости приповерхностной температуры воздуха над Белым морем // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2020. – № 4. – С. 83-95.

Serykh I.V., Kostianoy A.G. Seasonal and interannual variability of the Barents Sea temperature // *Ecologica Montenegrina*. – 2019. – Vol. 25. – P. 1-13.

Serykh I.V., Sonechkin D.M. Nonchaotic and globally synchronized short-term climatic variations and their origin // *Theoretical and Applied Climatology*. – 2019. – Vol. 137, No. 3-4. – P. 2639–2656.

Serykh I.V., Sonechkin D.M., Byshev V.I., Neiman V.G., Romanov Yu.A. Global Atmospheric Oscillation: An Integrity of ENSO and Extratropical Teleconnections // *Pure and Applied Geophysics*. – 2019. – Vol. 176, No. 8. – P. 3737–3755.

Serykh I.V., Sonechkin D.M. Interrelations between temperature variations in oceanic depths and the Global atmospheric oscillation // *Pure and Applied Geophysics*. – 2020. – Vol. 177, No. 12. – P. 5951–5967.

Serykh I.V., Sonechkin D.M. El Niño forecasting based on the global atmospheric oscillation // *International Journal of Climatology*. – 2021. – Vol. 41. – P. 3781–3792.

СТРУКТУРА И ПЕРЕНОС ГЛУБИННЫХ И ДОННЫХ ВОД В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИКИ

STRUCTURE AND TRANSPORT OF DEEP AND BOTTOM WATERS IN THE EQUATORIAL PART OF THE ATLANTIC

Демидов Александр Николаевич¹, Волкова Валентина Валерьевна¹, Гиппиус Федор Николаевич¹, Иванов Алексей Алексеевич¹

Demidov Alexander Nikolaevich¹, Volkova Valentina Valeryevna¹, Gippius Fyodor Nikolaevich¹, Ivanov Alexey Alekseevich¹

¹Московский Государственный Университет имени М.В.Ломоносова

¹Lomonosov Moscow State University

Введение

Если в западной части Атлантики донные воды распространяются свободно, то проникновению их в восточную часть Атлантики препятствует Срединно-Атлантический хребет (САХ), и они попадают туда, главным образом, лишь через трансформные разломы в САХ. Считается, что ААДВ попадает в восточную часть Атлантики лишь через разломы Чейн и Романш в районе экватора и разлом Вима на 11°с.ш.

Цель работы – установить особенности структуры и распространения донных и глубинных вод в районе 5-13° с.ш. Объектами исследования являются Антарктическая донная вода (ААДВ), Северо-атлантическая глубинная вода (САГВ) и ее составляющие.

В основе настоящей работы лежат данные измерения течений и основных гидрологических характеристик, полученные во время 45-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в ноябре 2019 г., экспедиций на НИС «Sonne» в 2000-2003гг и НИС «Сергей Вавилов» в 2016г., а также данные натурных измерений температуры, солёности и растворенного кислорода международных экспедиций разных лет, полученных из WODB2018. Помимо этого, были использованы реанализ GLORYS12V1 и биогеохимический реанализ CMEMS.

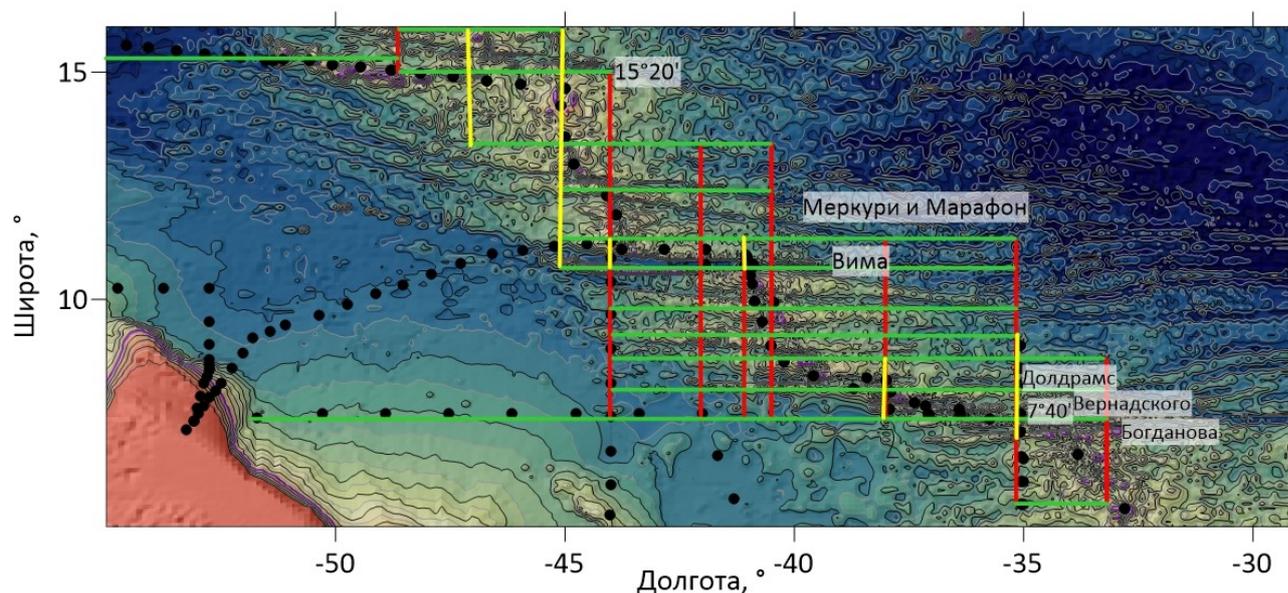


Рис. 1. Картограмма района исследования с указанием расположения разрезов по реанализу. Черными точками – океанографические станции, где проведены натурные измерения скорости течения, красным цветом - субмеридиональные разрезы, зеленым цветом – субширотные, желтым цветом – участки разрезов, для которых рассчитаны значения переносов в Табл.1

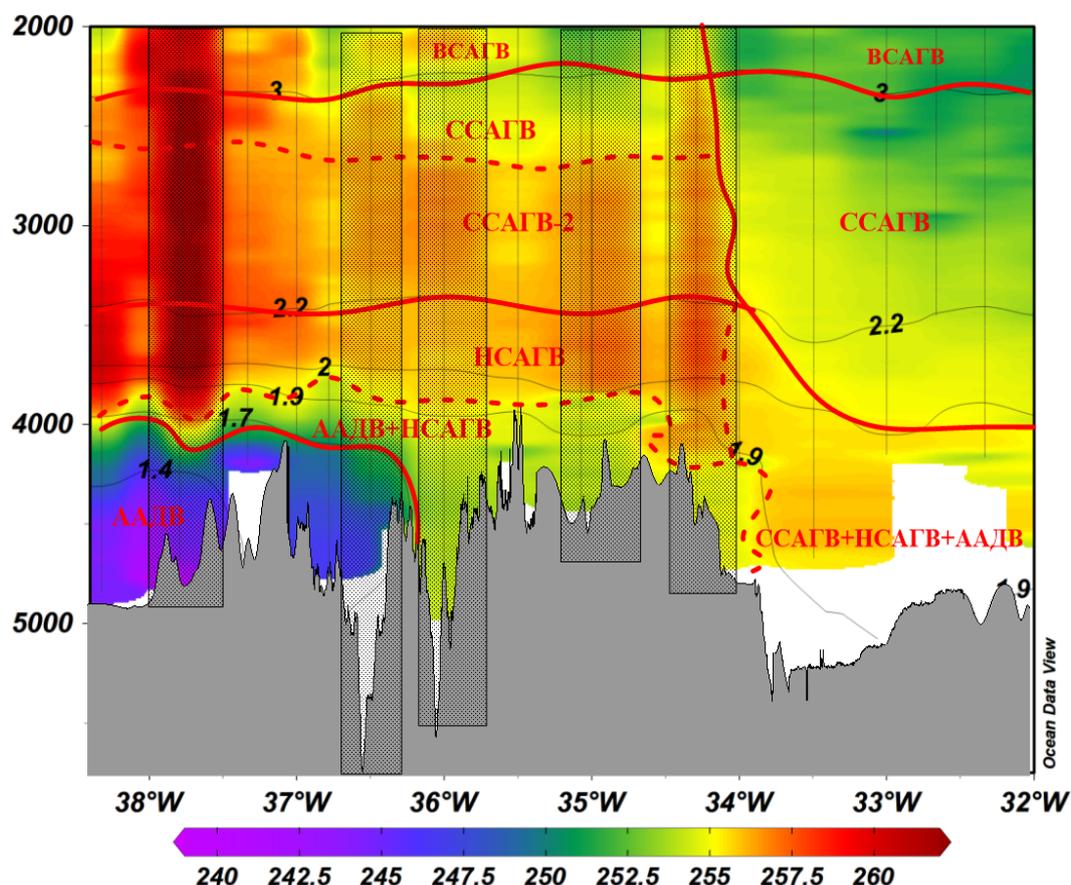


Рис. 2. Структура глубинных вод в разломе 7°40'. Черными изолиниями обозначены изотермы потенциальной температуры, цветом – содержание растворенного кислорода (мкМ/кг), вертикальными серыми линиями – расположение станций, штриховкой – положение близлежащих рифтовых долин

В районе исследования отмечено два типа структуры вод, присущих восточной и западной Атлантике соответственно. В экваториальной западной Атлантике придонное положение занимает ААДВ, ее верхней классической границей является изотерма $\theta = 2^\circ\text{C}$, обозначенная в [Wust, 1935]. Однако фактически верхняя граница ААДВ зависит от особенностей местной циркуляции вод в придонном слое и степени их трансформации. Так, если использовать в качестве границы зоны максимальных градиентов кислорода, то верхняя граница ААДВ, например, в разломе Вима окажется на глубине порядка 4200 м, что соответствует изотермам $\theta = 1,6-1,7^\circ\text{C}$.

В восточной части экваториальной Атлантики придонное положение занимает не ААДВ, а трансформированная смесь ААДВ и САГВ, попадающих сюда из западной Атлантики через разломы в САХ, и Донной водной массы Восточного бассейна (ВДВ). Результирующая смесь, как и ААДВ, имеет пониженное содержание кислорода (Mogozov et al., 2010).

Выше ААДВ располагается САГВ, которую отличает наличие локального максимума содержания растворенного кислорода. В западной Атлантике по распределению минимумов и максимумов растворенного кислорода и фреонов САГВ делят на несколько компонентов: нижний (НСАГВ), средний (ССАГВ) и верхний (ВСАГВ). Помимо этого, по наличию промежуточного минимума кислорода в ССАГВ на глубине порядка 3000-3500 м можно выделить подгоризонт ССАГВ-2. Его происхождение имеет, по-видимому, адвективный характер.

В восточной Атлантике в рассматриваемом районе представляется возможным выделить только два компонента САГВ – ССАГВ и ВСАГВ. Условную границу между восточным и западным типом структуры вод можно провести вблизи восточного склона САХ.

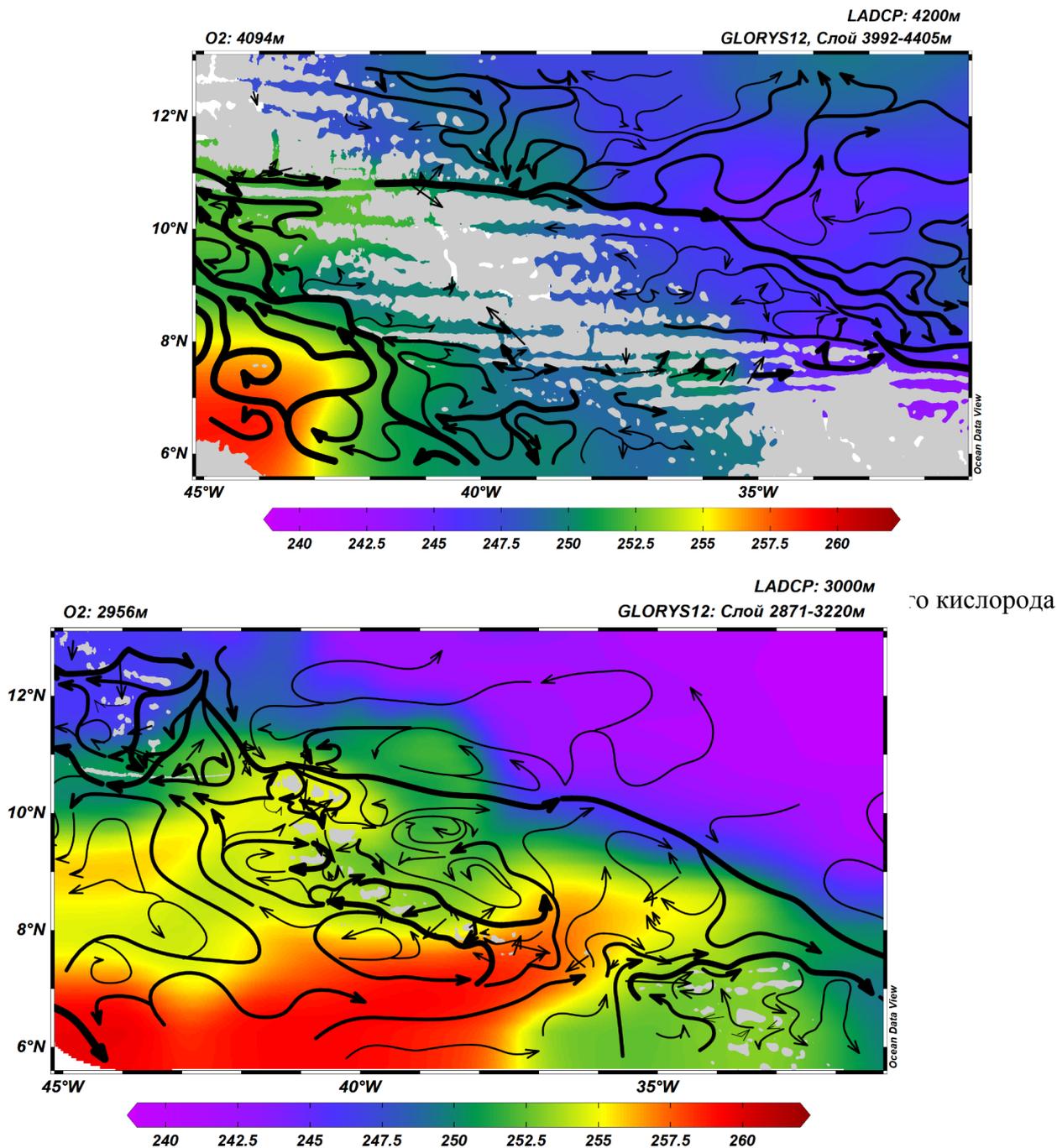


Рис. 4. Циркуляция вод (ССАГВ, линии тока) и содержание растворенного кислорода (μM/kg), цветом в слое 2871-3220 м

Прямые измерения скоростей серией измерителей течений в разломах Романш и Чейн, выявили соизмеримый перенос ААДВ на восток, равный 0.66 и 0.56 Св (1 Св=10⁶ м³/с) [см. Morozov et al., 2010], а в разломе Вима - 0.9 Св [Демидов и др., 2020]. Был получен перенос ААДВ через разлом 7°40', составивший около 0.34 Св, что более чем в 3 раза превышает предыдущую оценку этого переноса, полученного в [Morozov et al., 2018]. Через разломы 7°40', Вернадского и Долдрамс суммарно переносится порядка 0,5 Св согласно [Morozov et al., 2018] и порядка 0,65 Св по данным расчетов настоящей работы. Таким образом, эти разломы являются четвертым по значимости источником ААДВ для восточной Атлантики.

Перенос ААДВ в разломе Вима на восток по разным оценкам составляет от 0,5 до 1 Св. Полученная в данной работе оценка в 0,56 Св хорошо соотносится с предыдущей оценкой в 0,6 Св, установленная в [Morozov et al., 2018]. К сожалению, оценка переносов ААДВ в исследуемых разломах по данным реанализа GLORYS12V1 на порядок завышена, что может быть связано как с особенностями модельного рельефа, так и с погрешностями самой модели, используемой в реанализе.

Перенос САГВ и ее компонентов по данным реанализа GLORYS12V1 хорошо согласуется с натурными данным. Получила подтверждение гипотеза об адвективном происхождении промежуточных минимумов кислорода в САГВ западной Атлантики. Обусловлены они переносом на запад менее насыщенной кислородом ССАГВ восточной Атлантики предположительно через разломы Меркури, Марафон и Вима. Как видно на рис. 4 основной поток ССАГВ направлен с севера вдоль рифтовой долины, где раздваивается на западную и восточную ветвь, что подтверждается результатами расчетов.

Таблица 1. Переносы вод через разломы (Св), положительные на восток

Название воды	Источник данных/Название разлома	7°40'	Вернадского	Долдрамс	Вима(44°з.д.)	Вима(41°з.д.)
ССАГВ	Прямые измерения	-0,09	0,04	0,21	-2,57	1,12
	Реанализ Glorys12V1	0,7		0,1	-1,9	1,2
ССАГВ-2	Прямые измерения	-0,19	-0,04	-0,06	-0,71	0,46
	Реанализ Glorys12V1	0,5		-0,1	-0,7	0,9
НСАГВ	Прямые измерения	-0,14	-0,09	0,01	0,4	
	Реанализ Glorys12V1	1,3		0,2	0,5	1,4
ААДВ	(Morozov et al., 2018)	0.09	0.12	0,05		0.6
	Прямые измерения	0.34	0.11	0,19	0,56	
	Реанализ Glorys12V1	2,4		0,4	3,1	

Список литературы

Herrford J., Brandt P., Zenk W. Property changes of deep and bottom waters in the Western Tropical Atlantic //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2017. – Т. 124. – С. 103-125.

Morozov E. G., Demidov A.N. et al. Abyssal channels in the Atlantic Ocean: Water structure and flows. – Springer Science & Business Media, 2010.

Morozov E. G. et al. Bottom water flows in the tropical fractures of the Northern Mid-Atlantic Ridge //Journal of Oceanography. – 2018. – Т. 74. – №. 2. – С. 147-167.

Демидов А. Н. и др. Перенос глубинных и донных вод через срединно-атлантический хребет в разломе Вима //Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2020. – Т. 494. – №. 1. – С. 76-81.

Кашин Сергей Валентинович¹, Молчанов Михаил Сергеевич¹, Чистяков Иван Александрович¹

¹- ФГБУ «АНИИ», Санкт-Петербург.

Kashin Sergey Valentinovich¹, Molchanov Mikhail Sergeevich¹, Chistyakov Ivan Aleksandrovich¹

¹- FSBI «Arctic and Antarctic Research Institute», S.-Petersburg

Океанографические работы, проводимые ААНИИ в Южном океане, направлены на решение задач, поставленных в проекте ЦНТП Росгидромета «Исследования режимно-климатических характеристик Антарктики и Южного океана». Работы проводятся научно-исследовательскими судами ААНИИ в период их пребывания в Антарктике при решении логистических задач по обеспечению российских станций в рамках сезонных работ Российской антарктической экспедиции (РАЭ).

В период 66-й РАЭ океанографические работы выполнялись с борта НЭС «Академик Трёшников» в трёх различных регионах Антарктики: в море Дейвиса (1), в районе станции Русская (2) и в проливе Брансфилд (3) (рис.1).

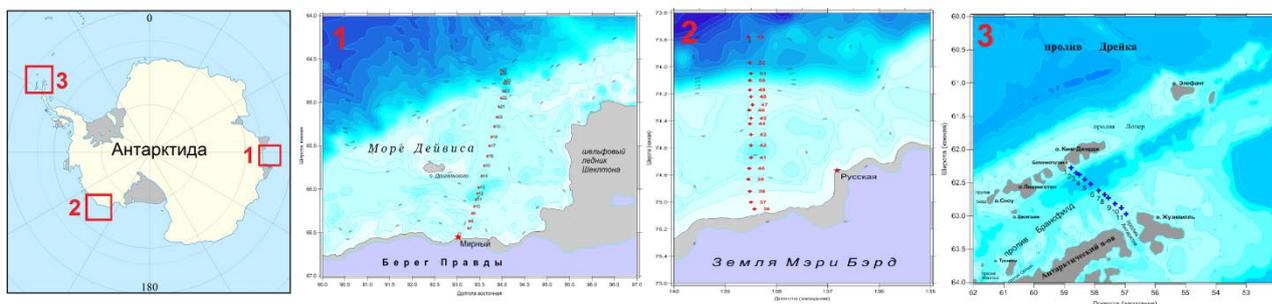


Рисунок 1 – Районы выполнения океанографических работ в период 66-й РАЭ.

Море Дейвиса

В задачи НЭС входило выполнение разреза, пересекающего шельф в восточной части моря, и захватывающего как глубоководную котловину в прибрежной части, так и континентальный склон. Задачей разреза было уточнить распределение водных масс на шельфе, а также исследовать возможность скопления в глубоководной котловине холодных вод, следы присутствия которых были отмечены во время океанографических работ в 2017 году.

Представленный разрез был выполнен в период 20-21 января 2021 год, состоял из 21 станции и имел протяженность 205 км.

Циркумпольная глубинная вода (ЦГВ) на данном разрезе (Рис. 2) вплотную примыкает к континентальному склону. Ядро тёплых ЦГВ (потенциальная температура в области склона от 0.5 °С до 1.5°С) располагается на глубинах 600-650 м, то есть значительно глубже

бровки шельфа, поэтому проникновение теплых ЦГВ на шельф в данном районе затруднено. При этом на станциях, расположенных в непосредственной близости от бровки (до 30 км в сторону берега) на глубинах 250-460 м обнаружена относительно теплая вода (температура от $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$), что очевидно связано с поступлением на шельф модифицированных ЦГВ (МЦГВ, воды верхнего слоя ЦГВ в глубоководной части разреза) через мелководный порог.

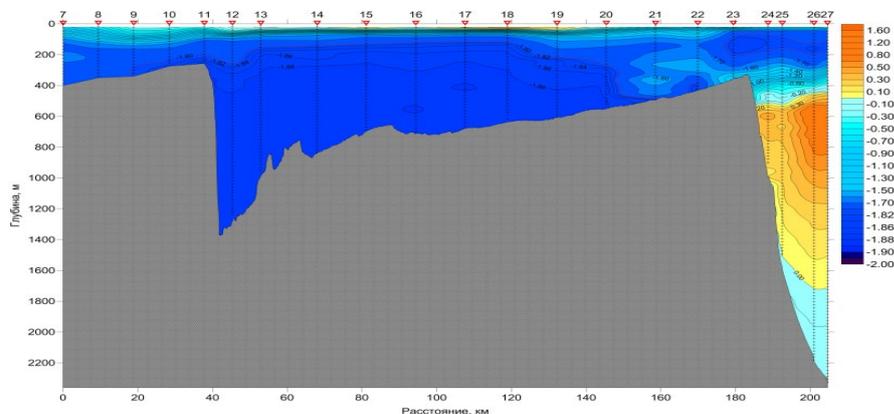


Рисунок 2 – Потенциальная температура на разрезе в море Дейвиса (2021 год)

Антарктическая шельфовая вода (АШВ) занимает на шельфе практически всю толщу глубже 200 м. Соленость АШВ находится в диапазоне от 34,4 psu вблизи горизонта 200 м, до 34,47 psu в придонном слое. Отметим, что от глубоководной впадины до описанного выше фронта температура и соленость придонного слоя АШВ характеризуются относительной однородностью (температура от -1.882 до $-1.885\text{ }^{\circ}\text{C}$, соленость 34.471 – 34.474 psu), что может говорить об едином источнике и слабой трансформации в процессе их перемещения. Рассчитанные для этой водной массы значения нейтральной плотности показывают, что в самой глубокой части котловины, на глубинах более 700 м, она достигает 28.27 и более, что, учитывая выполненные ранее в других регионах Южного океана исследования, позволяет рассматривать её как потенциально способную участвовать в формировании Антарктической донной воды (АДВ). Учитывая значительную расчленённость рельефа дна в море Дейвиса, нельзя исключать, что наиболее плотная АШВ из котловины при благоприятных условиях может распространяться по глубоководным впадинам до самой бровки, выходить на склон и участвовать в формировании АДВ.

Район станции Русская.

Данный регион находится в области, разграничивающей принципиально различные по процессам на шельфе и материковом склоне части Южного океана. В районе между морями Росса и Амундсена происходит смена структур вод шельфа и материкового склона с холодных для Восточной Антарктиды к более теплым, характерным для прибрежной области Западной Антарктиды.

Океанографические работы, выполненные ранее, показали отсутствие АШВ и наличие слоя антарктической поверхностной воды, чьи характеристики ($T < -1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, в ядре до $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $S \leq 34,2$ psu) позволяют связать существенную глубину перемешивания (до 400 м) с сильными длительными ветрами, характерными для данного региона. Наибольший интерес в данном районе представляет МЦГВ, которая проникает глубоко на шельф.

Разрез по меридиану $138^{\circ}30'$ з.д. был выполнен в период с 9 по 11 февраля 2021 года, состоял из 18 станций при общей длине 141 км. Положение 13 станций совпадало с

аналогичным разрезом 2020 года, в южной части, за счет добавления четырех станций, разрез был продлён до береговой линии, а на севере достиг изобаты 3000 м. Таким образом, разрез 2021 года показал не только масштабы распространения МЦГВ на шельфе, но и их межгодовую изменчивость.

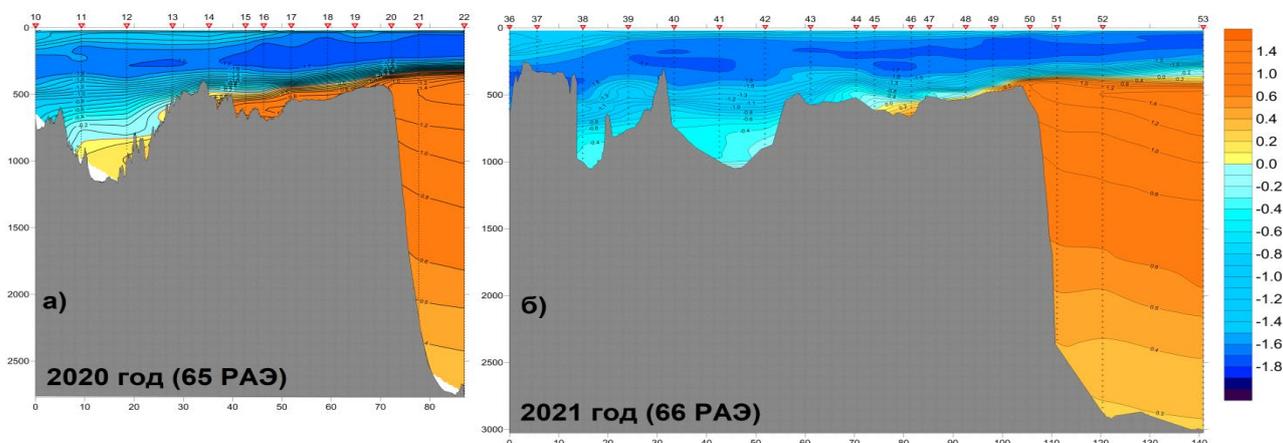


Рисунок 3 – Потенциальная температура на разрезе 138°30' з.д. в 2020 году (а) и в 2021 году (б).

Строение водной толщи в районе бровки шельфа оказалось схожим с данными 65-й РАЭ - температурный максимум над склоном у бровки обнаруживается на глубинах около 430 м, а глубина дна на бровке около 500 м. Таким образом, подтверждается тот факт, что ЦГВ в данном районе поступает на шельф не только через депрессию восточнее разреза (максимальная на разрезе температура и солёность у дна наблюдаются на расстоянии около 25 км от бровки, на глубине 671 м и составили 0,68 °C и 34,58 psu). ЦГВ входит на шельф и непосредственно в створе разреза (температура и солёность на бровке 1,35 °C и 34,72 psu при глубине дна 540 м) и смещается далее на юго-восток. В южной части разреза, в глубокой части депрессии на глубинах более 1000 м, обнаружена вода с температурой от -0,3 °C до -0,5 °C и солёностью около 34,4 psu. Подтвердилось, что ЦГВ в значительно модифицированном виде по глубоководным котловинам могут достигать практически самого берега - дополнительные станции в южной части разреза показали, что даже в 10-15 км от береговой линии на глубине более 500 метров залегают воды с температурой до -0,33 °C и солёностью 34.40 psu.

В части межгодовой изменчивости видны существенные отличия от разреза, выполненного в 2020 году: отмечено осязаемое ослабление затока ЦГВ на шельф, что отразилось на характеристиках придонного слоя. Изотерма 0 °C сместилась к северу, ближе к бровке шельфа на 30 – 35 км. Соответственно, понизилась температура придонного слоя в южной части разреза (для совпадающих станций – на 0,5 °C), а его солёность уменьшилась в среднем на 0,05 psu.

Пролив Брансфилд

Район Южного океана у северной оконечности Антарктического полуострова является весьма сложным с точки зрения формирования структуры и циркуляции вод. Здесь взаимодействуют воды, переносимые собственно АЦТ, воды из морей Беллинсгаузена и Уэдделла. Водные массы из этих регионов имеют существенно разные характеристики, и их взаимодействие формирует сложную картину распределения термохалинных параметров.

Изменение свойств и структуры вод в котловине пролива Брансфилд может служить индикатором процессов климатического масштаба.

Разрез в проливе Брансфилд был выполнен 10-11 марта 2021 года, он состоял из 11 станций при общей длине 119 км. Положение станций на разрезе совпадало с разрезами 2016-2020 гг.

В северной части разреза традиционно преобладают теплые и соленые водные массы, поступающие с юго-запада из моря Беллингаузена. Следует отметить, что их объем и температура заметно превышают значения для ряда предыдущих лет, что может быть связано как с межгодовой, так и сезонной изменчивостью. В 2021 году (как и в 2020 году) разрез выполнялся в начале марта, тогда как в остальные годы (2016-2019) наблюдения проводились во второй половине апреля. Это объясняет высокие температуры в поверхностном слое, где вода с $T > 0$ °С распространялась практически до южного берега пролива. В части пролива, примыкающей к Антарктическому полуострову, преобладает влияние холодных вод из моря Уэдделла.

Наиболее интересным результатом можно считать значительное изменение характеристик водной массы, которую принято именовать водой пролива Брансфилд (ВПБ). Данная водная масса, заполняющая глубоководную изолированную впадину пролива, в 2021 году была значительно холоднее, чем за год до этого, практически вернувшись к характеристикам, наблюдаемым в 2016 году (рис. 4). Минимальная температура в придонном слое составила -1.747 °С, солёность выросла до 34,593 psu, в то время, как в 2020 году были получены значения -1.578 °С и 34.556 psu соответственно.

Таким образом, ранее наметившаяся тенденция к потеплению вод глубинных слоев пролива в 2021 г оказалась нарушенной. Это может быть вызвано как усилением притока холодных вод из моря Уэдделла, так и ослаблением поступления теплых вод из моря Беллингаузена. Наблюдения на разрезе в проливе Брансфилд отображают сложную структуру водных масс, характерных для этого района, а также их существенную межгодовую изменчивость.

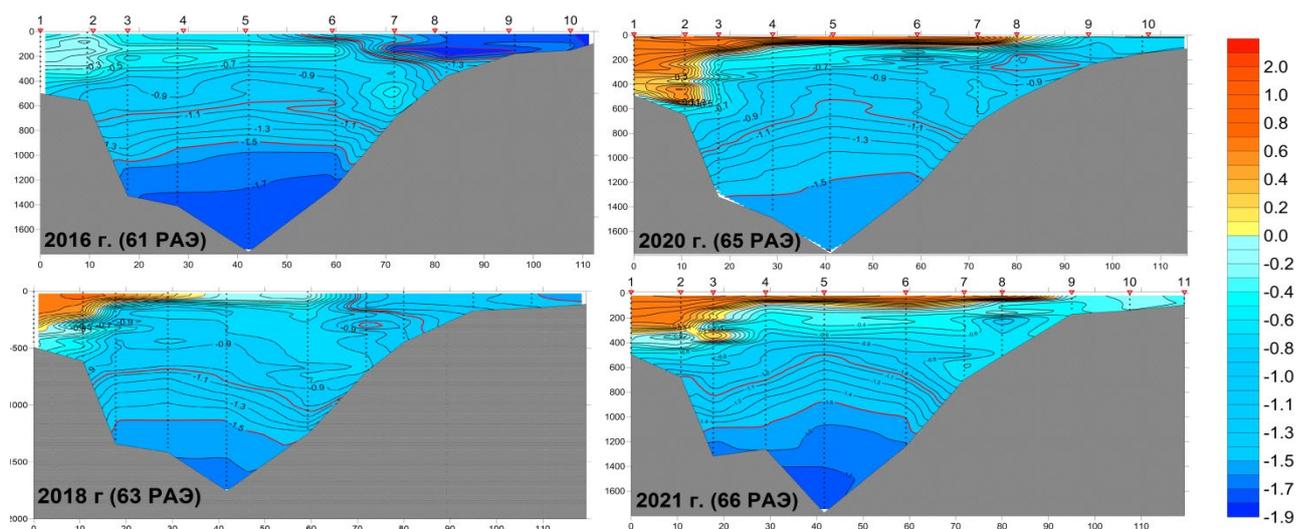


Рисунок 4 – Потенциальная температура на разрезе в проливе Брансфилд в 2016, 2018, 2020 и 2021 годах

Заключение

В период сезонной 66-й РАЭ выполнен большой объем (80 станций) океанографических наблюдений, как в относительно хорошо изученных районах (море Дейвиса, пролив Брансфилд), так и в малоизученном районе ст. Русская. Получены новые данные об

особенностях распределения водных масс в море Дейвиса, а в районе Русской впервые выполнена оценка межгодовой изменчивости характеристик. Разрез в проливе Брансфилд продолжил ряд многолетних наблюдений, дополнив наши сведения об изменчивости вод глубоководной котловины пролива.

Список литературы

David A. Smith, Eileen E. Hofmann, John M. Klinck, Cathy M. Lascara, Hydrography and circulation of the West Antarctic Peninsula Continental Shelf, Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, Volume 46, Issue 6, 1999.

E. Hofmann, Eileen & Klinck, John & M. Lascara, Cathy & A. Smith, David. (1996). Water Mass Distribution and Circulation West of the Antarctic Peninsula and Including Bransfield Strait. *Antarct. Res. Ser.* 70. 61-80. 10.1029/AR070p0061.

Антипов Н.Н., Кашин С.В., Молчанов М.С. Океанографические работы в Тихоокеанском секторе Антарктики в 65-й сезонной Российской Антарктической экспедиции. // Труды IX Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)» Том III (III), 2020, С.196-199

Кашин С.В., Антипов Н.Н., Чистяков И.А., Федотова А.А. Межгодовая изменчивость структуры и характеристик вод пролива Брансфилд по данным наблюдений ААНИИ // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых, г. Москва, 18–24 апреля 2021 г. Москва: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2021, С. 81–82, DOI:10.29006/978-5-6045110-3-9

УДК 551.464(99)
СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ
УСЛОВИЙ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ЮЖНОГО ОКЕАНА С 2008 ПО 2021 ГГ.

SEASONAL AND INTERANNUAL VARIABILITY OF NUTRIENTS IN SURFACE
WATERS OF THE SOUTHERN OCEAN 2008-2021

**Артамонова Ксения Витальевна^{1*}, Гангнус Иван Александрович², Духова
Людмила Анатольевна¹, Лавинен Наталья Александровна³**

***Artamonova Ksenia Vital'evna^{1*}, Gangnus Ivan Aleksandrovich², Dukhova Ludmila
Anatol'evna¹, Lavinen Natalia Aleksandrovna³***

¹*Всероссийский научно–исследовательский институт рыбного хозяйства и
океанографии,*

²*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,*

³*Арктический и Антарктический научно–исследовательский институт*

¹*Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography*

²*Lomonosov Moscow State University*

³*Arctic and Antarctic Research Institute*

Представлены результаты гидрохимических исследований, выполненных в период с декабря по апрель 2008-2021 гг. в составе российской антарктической экспедиции (РАЭ) на НЭС «Ак Федоров» и НЭС «Ак. Трешников» в поверхностном слое атлантического и индоокеанского секторов Южного океана от Субантарктического фронта до берегов Антарктиды (рис. 1).

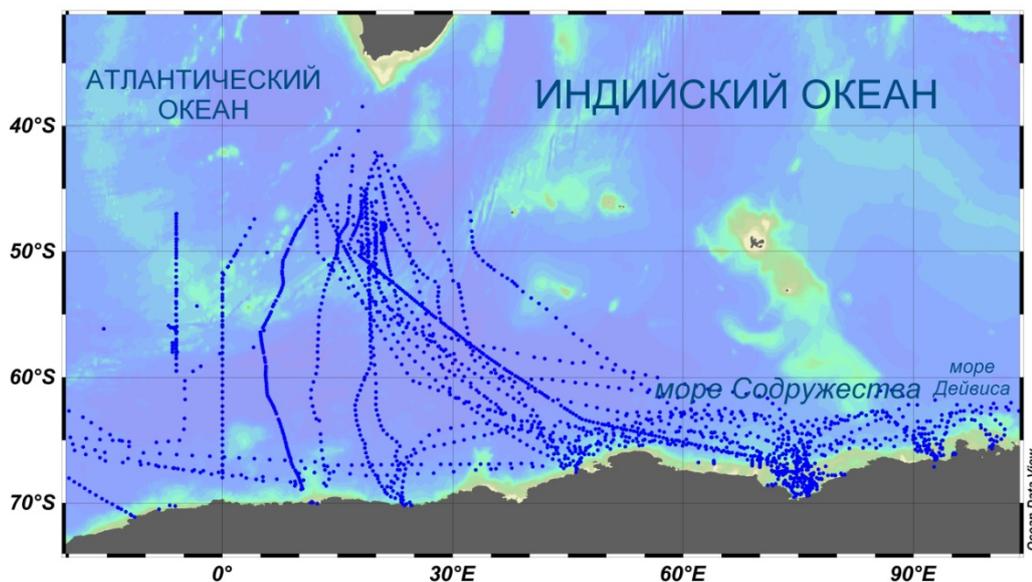


Рис. 1. Схема станций, выполненных в период с 2008 по 2020 гг. в составе Российской Антарктической Экспедиции (РАЭ).

Гидрохимические условия вод Южного океана формируются под влиянием сложной динамики вод этого региона: положения фронтов основных струй АЦТ, подъема глубинных вод богатых биогенными веществами и выноса их на север в районе крупномасштабных циклонических круговоротов. На вертикальное распределение гидрохимических характеристик оказывают влияние процессы фотосинтеза и минерализации органического вещества. В сумме физические и биохимические факторы формируют уникальные особенности гидрохимических условий Южного океана, заключающиеся в том, что верхний поверхностный слой антарктических вод является богатейшим по запасу биогенных элементов по сравнению с другими районами Мирового океана.

С декабря по апрель была проанализирована сезонная динамика биогенных элементов в поверхностном слое атлантического и индоокеанского секторов Южного океана. На севере исследуемой акватории (в водах Южной полярной фронтальной зоны) в декабре процесс вегетации уже начался и сопровождался уменьшением концентраций фосфатов, нитратов и растворенного кремния в поверхностных водах. В марте-апреле в водах Южной полярной фронтальной зоны концентрации биогенных элементов были в среднем в 1,5-2 раза выше величин, наблюдаемых в декабре. Южнее, в водах АЦТ и высокоширотной модификации в декабре наблюдались высокие (почти зимние) концентрации биогенных элементов в поверхностном слое. Полученные данные указывают на то, что «фенологическая волна» в водах АЦТ и высокоширотной модификации в декабре еще не наступила, ее пик сместился на февраль–март. Так, содержание фосфатов и нитратов в марте в среднем в 1,2–1,3 раза снизилось по сравнению с величинами, наблюдаемыми в предвегетационный период, при этом их концентрации оставались высокими для поверхностных вод в летний период (1,5-1,8 μM и 21-24 μM , соответственно). Содержание растворенного кремния в поверхностном слое антарктических вод изменялось от 5 до 80 μM , главным образом под влиянием пространственного положения фронтов (Южного Полярного и Южного фронта АЦТ), на которых наблюдался резкий градиент концентраций кремния в поверхностных водах. Таким образом, весенне-летнее потребление биогенных элементов на большей части исследуемой акватории Южного океана выражено слабо. По полученным данным исключение составляют шельфовые воды морей Содружества и Дейвиса, где, опережая приход естественной «фенологической волны», в поверхностном слое наблюдалось практически полное потребление биогенных элементов. Резкое уменьшение концентраций фосфатов, нитратов и растворенного кремния начиналось с середины декабря и продолжалось до начала января в прибрежных акваториях, вблизи кромки припая. Разрушенный припай являлся хорошим субстратом для клеток фитопланктона. В условиях устойчивого пикноклина происходила вспышка цветения фитопланктона, которая наблюдалась визуально – вода становится зеленого цвета с пониженной прозрачностью. Наибольшая скорость убыли биогенных элементов отмечалась с середины до конца декабря и составляла: для кремния – 3,2 μM в сут, для нитратного азота – 1,8 μM в сут, а для минерального фосфора – 0,12 μM в сут.

Анализ гидрохимических условий в летний период с 2008 по 2021 гг. показал, что межгодовая изменчивость биогенных элементов определялась пространственным сдвигом основных фронтов Антарктического Циркумполярного течения (АЦТ), а также интенсивностью крупномасштабного Круговорота Уэдделла (КУ). По полученным данным с 2008 по 2017 г. выраженной межгодовой изменчивости гидрохимических условий выявлено не было. В сезон 2017–2018 гг. наблюдалось сильное смещение ЮПФ в северном направлении впервые с 2008 г. (более чем на 60 миль) и максимальное распространение КУ на северо–восток, что привело к резкому увеличению содержания биогенных элементов в

поверхностном слое антарктических вод. В летний период 2019–2020 гг. наблюдалась обратная ситуация – резкое смещение фронтов АЦТ на юг. В результате концентрации биогенных элементов в поверхностном слое антарктических вод впервые за весь период наблюдения достигли аномально низких величин (кремний - менее 10 μM , фосфаты - менее 1,3 μM) в районе 55–61° ю.ш., температура воды здесь также была максимальной за весь период наблюдений (более 3°C). Рассчитанные величины Si/P резко упали и изменялись от 5 до 15, соответствующую водам, ЮПФЗ с долей вод АЦТ. Высокоширотные воды КУ в летний сезон 2019–2020 не определялись.

Кроме того существенная межгодовая изменчивость также отмечалась на шельфе морей Содружества и Дейвиса. Результаты многолетнего мониторинга гидрохимических условий в прибрежной акватории моря Содружества позволили выделить условно «теплые» годы с ранней вегетацией (в конце декабря) и интенсивным потреблением фитопланктоном биогенных элементов и «холодные» годы, когда формирование летних «оазисов» в декабре–январе не наблюдалось. К наиболее «теплым» за исследуемый период можно отнести 2009 и 2014 года, когда в конце декабря в поверхностном слое было зафиксировано активное потребление биогенных элементов, особенно ярко это наблюдалось в декабре 2009 г.: концентрация фосфатов уменьшилась до 0,3 μM , нитратов – до 0,8 μM , растворенного кремния – до 6,0 μM . В тоже время наблюдалось резкое увеличение органических форм азота и фосфора до 40–50 μM и до 0,8–0,9 μM , соответственно. При этом температура воды была максимальной за весь период исследования и составляла 3,2°C. К условно «холодным» периодам можно отнести сезоны 2011–2012, 2016–2017 и 2017–2018 гг., когда в поверхностных водах прибрежной акватории моря Содружества в декабре–январе было отмечено отсутствие признаков активного потребления биогенных элементов, наличие большого массива ледового припая и доста точно низкая температура воды – от 0° до – 0,8°C. «Фенологическая волна» еще не пришла, а формирование опережающих ее летних «оазисов» в таких условиях представляется невозможным. При этом концентрации биогенных элементов в «холодные» периоды соответствовали высоким значениям высокоширотного типа вод.

Авторы выражают благодарность коллегам, участвующих в научных исследованиях в составе 53-66 РАЭ, за помощь в получении и обработке гидрохимических данных. Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 14-05-31148 мол_а).

УДК 551.465.4

РАСЧЕТ ДИНАМИЧЕСКИХ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК
ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМОК 2016 Г.

CALCULATION OF THE DYNAMIC AND ENERGY CHARACTERISTICS OF THE
BLACK SEA CIRCULATION ON THE BASIS OF A HYDRODYNAMIC MODEL USING
DATA FROM HYDROLOGICAL SURVEYS IN 2016

**Демышев Сергей Германович, Евстигнеева Наталья Александровна,
Дымова Ольга Алексеевна**

ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН»

**Demyshev Sergey Germanovich, Evstigneeva Natalia Alexandrovna,
Dymova Olga Alekseevna**

*Federal state budgetary institution of science Federal research center "Marine
hydrophysical Institute of RAS"*

Работа посвящена анализу рассчитанных динамических и энергетических характеристик циркуляции Черного моря на основе ассимиляции в гидродинамической модели данных измерений температуры и солености, а также исследованию механизмов формирования особенностей циркуляции в летний и осенний сезоны (на примере гидрологических съемок в 2016 г.). В качестве инструмента исследования выбрана z-координатная трехмерная нелинейная модель Черного моря, которая была разработана в Морском гидрофизическом институте. Процедура ассимиляции данных наблюдений с учетом неоднородности и неізотропности ошибок оценок полей температуры и солености основана на фильтре Калмана. Рассматриваемые периоды времени – с 28 июня по 18 июля 2016 г. и с 29 сентября по 20 октября 2016 г. (87й и 89й рейсы НИС «Профессор Водяницкий», 128 и 126 станций соответственно).

Численные расчеты по модели с усвоением этих данных проведены на горизонтальной сетке $1,64 \times 1,64$ км, по вертикали использовалось 27 горизонтов. Шаг по времени выбран 96 с. Коэффициенты турбулентного обмена импульсом и диффузии по вертикали рассчитывались в соответствии с параметризацией Меллора-Ямады 2.5, учитывался сток рек и водообмен через проливы. Коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии по горизонтали были равны $\nu^H=10^{16}$ см⁴/с, $k^H=10^{16}$ см⁴/с. Данные греческого центра атмосферных прогнозов SKIRON (1/10°) использовались для задания полей тангенциального напряжения трения ветра, потоки тепла, коротковолновой радиации, осадков и испарения. В качестве начальных условий выбраны поля течений, температуры, солености для 28 июня и 29 сентября 2016 г. с пространственным разрешением 1,64 км, полученные в предыдущих расчетах.

Уравнения модели были дополнены уравнениями изменения плотности кинетической и потенциальной энергии, на основе которых были рассчитаны энергетические характеристики циркуляции. На рис. 1 представлено изменение со временем осредненных по объёму расчётной области интегральных энергетических слагаемых в уравнении бюджета кинетической энергии в периоды проведения двух съемок. Угловыми скобками обозначена операция интегрирования.

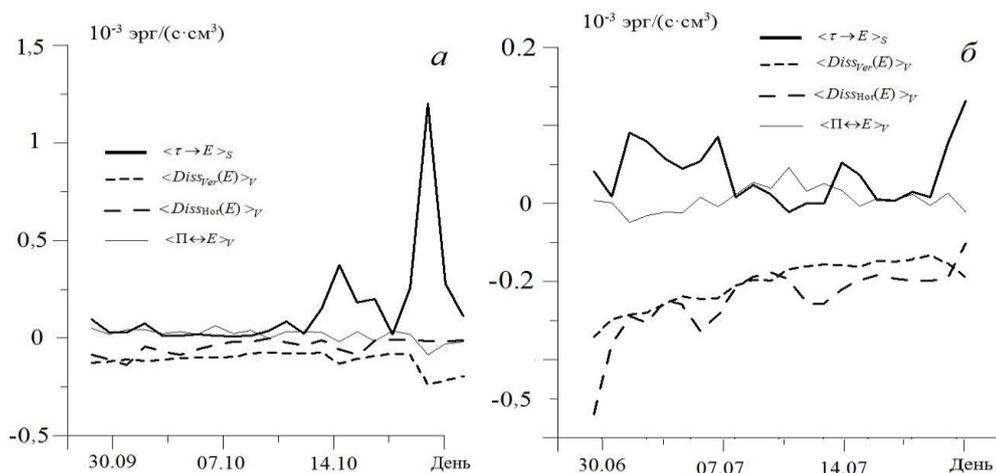


Рис. 1. Изменение со временем слагаемых в уравнении бюджета кинетической энергии с 29 сентября по 20 октября 2016 г. (а) и с 28 июня по 18 июля 2016 г. (б).

По результатам расчета получено, что в осенний период времени основной вклад в кинетическую энергию вносила работа силы ветра, скорость которого достигала максимального значения 18 октября (более 15 м/с). Потеря энергии происходила за счет диссипации вследствие вертикального и горизонтального внутреннего трения, работы силы плавучести. При увеличении притока от ветра также увеличивались значения $Diss_{ver}(E)$. Вклады адвекции кинетической энергии и работы силы давления были незначительны.

Летом также приток в кинетическую энергию от ветра был максимальный и только при уменьшении скорости ветра работа силы плавучести превышала приток от ветра. Потеря энергии происходила за счет горизонтального и вертикального внутреннего трения.

Изменение потенциальной энергии в рассматриваемые периоды времени определялись, в основном, вертикальной турбулентной диффузией и адвекцией потенциальной энергии.

Из анализа полей течений, рассчитанных для двух периодов времени, показано, что особенности динамики вод определялись, в основном, интенсивным потоком Основного Черноморского течения (ОЧТ) на запад и юго-запад, неравномерным ветром, влиянием на течение очертаний береговой линии и неоднородностей рельефа. В течение расчетов наблюдались антициклонические вихри вблизи г. Севастополя и вихри различного знака завихренности в западной части области, центральной и в восточной частях области. Между береговой линией и ОЧТ квазипериодически формировались и развивались мезомасштабные антициклонические вихри в результате сдвиговой неустойчивости течения. Вдоль побережья могли генерироваться антициклонические и циклонические вихри малых масштабов в верхнем слое при обтекании ОЧТ береговой линией и неоднородностей рельефа дна при действии слабых ветров. При усилении ветрового воздействия все перечисленные вихревые образования были выражены слабее.

В качестве иллюстрации приведем поля течений и некоторые энергетические поля на верхнем горизонте для 17 октября и 18 июля 2016 г. соответственно (рис. 2).

17 октября 2016 г. приток энергии от ветра преобладал практически во всей области, кроме центральной глубоководной части. Области, выделенные штриховкой, соответствуют отрицательным значениям $\tau \rightarrow E$. Отрицательная величина $\tau \rightarrow E$ означала, что ветер и течения на поверхности направлены в противоположные стороны. Для обоих сезонов области формирования мезомасштабных вихрей характеризовались отрицательными значениями $\tau \rightarrow E$, т.е. в них наблюдался процесс уменьшения кинетической энергии за счет работы силы ветра. Прибрежная часть области характеризовалась интенсивной работой

вертикальной диссипации, в полях $Diss_{ver}(E)$ (диссипация энергии вследствие вертикального внутреннего трения) наибольшие значения наблюдались в областях формирования антициклонических вихрей в западной части и вдоль побережья, 17 октября значения по модулю достигали $2 \cdot 10^{-2}$ эрг/(с·см³), 18 июля – $1 \cdot 10^{-2}$ эрг/(с·см³).

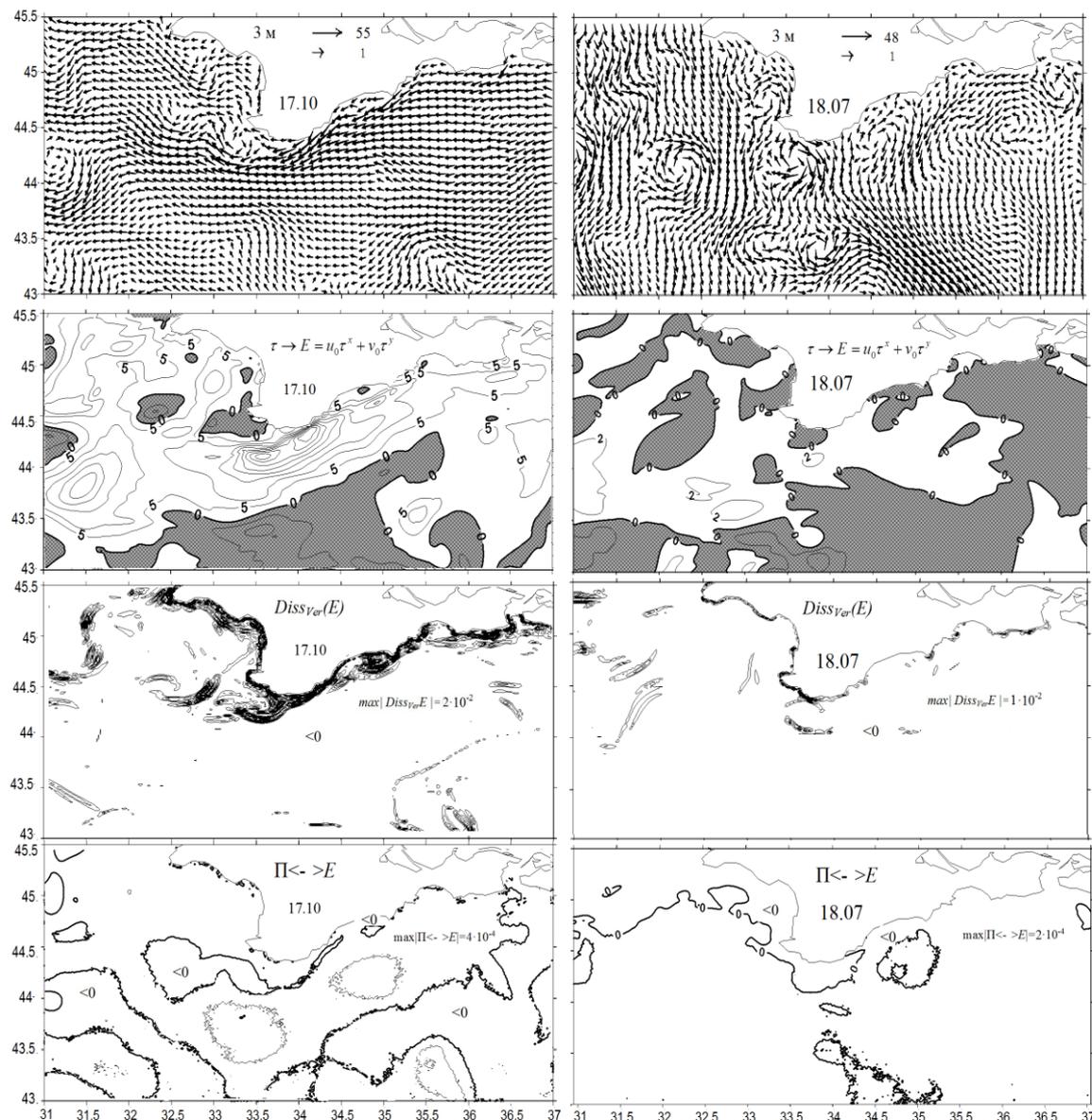


Рис. 2. Поля течений (см/с) на горизонте 3 м, поля $\tau \rightarrow E$ (эрг/(с·см²)), поля $Diss_{ver}(E)$ (эрг/(с·см³)), $\Pi \leftrightarrow E$ (эрг/(с·см³)) на горизонте 3 м 17 октября и 18 июля 2016 г.

Поля $\Pi \leftrightarrow E$ (работа силы плавучести) имели сложную и изменчивую со временем пространственную структуру, наблюдались как области с положительными значениями, так и области с отрицательными значениями. Вдоль восточного побережья Крыма и в западной части располагались зоны отрицательных значений $\Pi \leftrightarrow E$, могут быть зонами бароклинной неустойчивости.

Заключение. Выполнен анализ динамических и энергетических характеристик Черного моря на основе четырехмерного анализа данных двух гидрологических съемок 2016 г. Оценены интегральные энергетические слагаемые в уравнениях бюджета кинетической и потенциальной энергии. Определены области генерации мезо- и субмезомасштабных особенностей гидрофизических полей и рассмотрены возможные физические механизмы их

формирования (сдвиговая неустойчивость, обтекание течением неровностей береговой линии, бароклинная неустойчивость).

Анализ гидрофизических полей, восстановленных с учетом данных гидрологических съемок 2016 г., выполнен в рамках государственного задания по теме № 0555-2021-0003 (шифр «Океанологическая океанология»). Исследование возможных физических механизмов генерации мезо- и субмезомасштабных особенностей циркуляции на основе анализа энергетических полей проведено в рамках государственного задания по теме № 0555-2021-0004 (шифр «Океанологические процессы»).

Список литературы

Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Алексеев Д.В., Федирко А.В. и др. Гидрологические исследования в северной части Черного моря в 2016 г. (87, 89 и 91-й рейсы НИС «Профессор Водяницкий») // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – Т. 34, № 3. – С. 247–253.

Демьшев С.Г. Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 48. № 1. – С.137–149.

Кныш В.В., Моисеенко В.А., Чернов В.В. Некоторые результаты четырехмерного анализа гидрофизических полей в Тропической Атлантике // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1988. – Т. 24. №7. – С. 744–752.

Демьшев С.Г. Энергетика климатической циркуляции Черного моря. Ч.I. Дискретные уравнения скорости изменения кинетической и потенциальной энергий // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 9. – С. 65–80.

УДК 551.581

ИССЛЕДОВАНИЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ МОДЕЛИ ЭМИССИИ МЕТАНА С
АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ К ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ГАЗООБМЕНА

SENSITIVITY STUDY OF THE METHANE EMISSION MODEL FROM THE ARCTIC
SEAS TO THE PARAMETRIZATION OF GAS EXCHANGE

Малахова Валентина Владимировна, Крайнева Марина Владимировна

*Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
г. Новосибирск*

Malakhova Valentina Vladimirovna, Kraineva Marina Vladimirovna

*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics of SB RAS,
Novosibirsk*

Введение

Метан является важным «парниковым» газом для климатической системы, концентрация которого в атмосфере возрастает [Etminan M. et al., 2016]. В данной работе исследуется влияние океанических источников метана, связанных с подводной мерзлотой арктического шельфа, на увеличение потока CH_4 в атмосферу. Оценки вклада океанических источников метана (2–40 Тг/год) невелики по сравнению с наземными источниками, такими как водно-болотные угодья (153–227 Тг/год) и сельское хозяйство (178–206 Тг/год) [Kirschke S. et al., 2013]. Однако потоки CH_4 от арктических морей могут быть недооценены и играть значимую роль из-за больших объемов метана, которые находятся под морским дном в слое многолетнемерзлых пород и в зоне стабильности газовых гидратов [Ruppel C. D. et al., 2017; Щербаков и др., 2006; Malakhova V.V., 2020].

Оценки эмиссий метана с шельфа Северного Ледовитого океана (СЛО) в атмосферу на сегодняшний день остаются неопределенными. В частности, высокая пространственная неоднородность потоков метана из донных отложений в морскую воду и далее в атмосферу в сочетании с недостаточной пространственной плотностью проводимых измерений приводит к высокой неопределенности оценок для Восточно-Сибирского шельфа [Shakhova N. et al., 2015; Thornton B. F. et al., 2016].

При получении количественных оценок потока газа в системе океан-атмосфера учитывается коэффициент газообмена, который является функцией скорости ветра. В зависимости от используемой параметризации коэффициента газообмена получается разброс в оценках, приводящий к неопределенности в рассчитанном потоке порядка 10% [Wanninkhof R. et al., 2009]. Это может приводить к дополнительной неопределенности в оценках эмиссий метана в атмосферу от морей арктического шельфа за счет методики расчета. В данной работе проведено исследование чувствительности модели к параметризации процессов газообмена на поверхности моря.

Данные и методы

Модельный анализ эмиссии метана в атмосферу проведен на основе сценарных экспериментов для периода с 1970 по 2019 г. Исследование основано на результатах численного моделирования переноса растворенного метана в морях Арктики. Модель переноса растворенного метана непосредственно включена в базовую модель океана и морского льда, разработанную в ИВМиМГ СО РАН [Голубева и др., 2017]. На нижней границе

океана при наличии многолетнемерзлого слоя в донных отложениях [Malakhova V.V., 2020] заданы потоки метана, соответствующие фоновым (средним) значениям, полученным на основе данных измерений [Shakhova N. et al., 2015].

Оценки потоков метана в атмосферу получены при использовании различных соотношений для параметризации процесса газообмена в системе «вода-атмосфера» и «вода – лед – атмосфера». На верхней границе океанической области рассчитывается поток метана в атмосферу:

$$F = k \cdot (C_W - C_A) (1 - K_{ICE}),$$

где C_W - концентрация растворенного метана в поверхностном слое воды, C_A – равновесная с атмосферой концентрация растворенного в поверхностном слое метана (для рассматриваемого региона составляет от 3 до 4.5 нмоль/л), k - скорость переноса газа между океаном и атмосферой. Поток метана рассчитывается в зависимости от концентрации льда (K_{ICE}) в ячейке океанической области.

$$k = K_W \cdot (Sc / 660)^{-0.5}$$

При вычислении Sc , используется параметризация:

$$Sc = 2101.2 - (131.54(T_W - 273.15)) + (4.4931(T_W - 273.15))^2 - (0.08676(T_W - 273.15))^3 + (0.00070663 \times (T_W - 273.15))^4$$

где T_W – температура поверхностного слоя морской воды.

Коэффициент газообмена (K_W) является функцией скорости ветра (U) на высоте 10 м. Температура воды имеет нелинейное влияние на поток метана через число Шмидта. Мы используем обновленную параметризацию для числа Шмидта [Wanninkhof R., 2014], которая основана на принципах и методологии, аналогичных [Wanninkhof R., 1992]. Уменьшение неопределенности на 5% обусловлено улучшением понимания процессов и количественной оценки глобального ветра [Wanninkhof R., 2014]. Новая оценка получена для расширенного диапазона температур от –2 до 40 °С. Поток CH_4 зависит от скорости ветра через коэффициент газообмена. Таким образом, скорость ветра и температура воды являются наиболее важными факторами, определяющими поток метана между океаном и атмосферой.

Чтобы получить взаимосвязь между скоростью ветра и переносом газа, предложена квадратичная зависимость [Wanninkhof R., 2014]. Она чаще всего используется при оценке потока метана из океана [Малахова В.В. и др., 2012; Wählström I. et al., 2014; Mau S. et al., 2012]. Исследования [Zhang W. et al., 2006] показали значительное увеличение потоков газа при разрушении волн и выхода пузырьков. Используя данные наблюдения GasEx-98, в [McGillis W.R. et al., 2001] получили, что наблюдаемое увеличение k , связанное с пузырьковым выходом, может быть описано кубической зависимостью. Влияние всех процессов на газообмен, исследовалась с использованием гибридной модели [Wanninkhof R. et al., 2009].

При проведении численного моделирования в соотношении для параметризации процесса газообмена в системе «вода-атмосфера» и «вода – лед – атмосфера» для расчета K_W были использованы три параметризации:

- квадратичная зависимость [Wanninkhof R., 2014]: $K_W = 0.31U^2$, (1)

- кубическая зависимость [McGillis W.R. et al., 2001]:
 $K_W = 3.3 + 0.026U^3$, (2)

-гибридная зависимость [Wanninkhof R. et al., 2009]:
 $K_W = 3 + 0.1U + 0.064U^2 + 0.011U^3$. (3)

Еще одним источником ошибок в оценке потока метана могут быть различия в скорости ветра над местом выхода газа. В качестве атмосферного воздействия при моделировании ледово-гидрологических условий Северного Ледовитого океана и потоков метана в атмосферу

используется архив данных NCEP/NCAR [Large W. et al., 2004]. Был проведен дополнительный численный эксперимент, где в качестве атмосферного форсинга использовались данные реанализа CORE-2, включающие необходимый набор характеристик нижней атмосферы, скорость выпадения осадков и поступающей нисходящей длинно- и коротковолновой радиации. Анализ результатов моделирования проводился для 1990-2007 гг. Описание проведенных расчетов и их названия представлены в табл. 1.

Таблица 1. Описание численных экспериментов

Название эксперимента	W2	W3	W23	W2_CORE
Коэффициент газообмена	(1)	(2)	(3)	(1)
Реанализ	NCEP/NCAR	NCEP/NCAR	NCEP/NCAR	CORE

Результаты. Сравнение различной параметризации газообмена

Было проведено сравнение модельных данных, полученных в описанных сценарных расчетах. При расчете годового потока метана различия в оценках с использованием кубической и квадратичной функции практически отсутствуют (рис. 1А). Более низкий поток CH_4 получен по результатам W23. Разница в оценках ежегодной суммарной эмиссии метана для трех вышеупомянутых подходов составила 5%.

Полученное распределение потоков метана в атмосферу по месяцам (рис.1Б) показало, что при более сильных ветрах (в осенний период) использование кубической зависимости (W3) дает более высокие значения. В зимний и весенний периоды более высокие значения у потоков, рассчитанных с учетом квадратичной функции (1), полученные в W2. Использование гибридной зависимости приводит к повышению потока при ветре менее 3 м/с, тогда как при более сильном ветре рассчитанный поток уменьшается. При средней скорости ветра (6-8 м/с для региона) различия в оценках годового потока метана с использованием описанных функций незначительны.

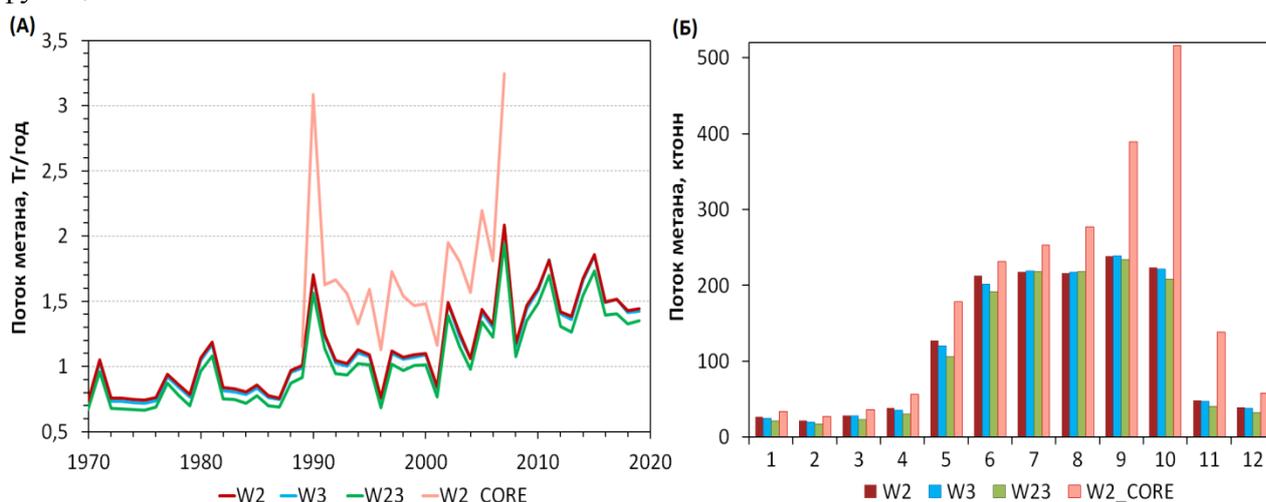


Рис. 1. Поток метана в атмосферу, полученный в численных экспериментах W2, W3, W23 и W2_CORE. (А) – среднегодовой поток в Тг(CH_4), (Б) – среднемесячный поток для 2005 года в килотоннах.

Численные эксперименты показали, что потоки метана, полученные с использованием данных реанализа CORE-2, в полтора - два раза выше, чем при использовании данных NCEP/NCAR (рис.1А). Заниженные по данным реанализа NCEP/NCAR скорости ветра в

осенний период приводят к существенному уменьшению модельной оценки эмиссии метана [Chaudhuri A. H. et al., 2013]. Сильное влияние также оказывает более быстрое сокращение площади морского льда, полученное в эксперименте с атмосферным воздействием из массива CORE-2. Более длительный период открытой воды в осенние месяцы способствует значительной эмиссии метана (рис.1Б).

Заключение

В работе исследуется влияние источников метана, связанных с подводной мерзлотой арктического шельфа, на увеличение потока CH_4 в атмосферу. Модельный анализ эмиссии метана в атмосферу проведен на основе сценарных экспериментов для периода с 1970 по 2019 г. Исследование основано на результатах численного моделирования переноса растворенного метана в морях Арктики.

Проведено исследование влияния параметризации процесса газообмена на поверхности моря на количественную оценку эмиссии метана в атмосферу. Оценки эмиссий метана выполнены на основе различной параметризации процесса газообмена в системе «вода-атмосфера» и «вода – лед – атмосфера». Получено, что при средней скорости ветра (6-8 м/с для региона) различия в оценках с использованием описанных функций незначительны и не влияют на годовые оценки потока метана. Квадратичная зависимость $0.31U^2$ [Wanninkhof R., 2014] может быть использована для преобладающего диапазона скоростей ветра в рассматриваемом регионе. Потоки метана, полученные в модельном расчете с использованием данных реанализа CORE-2, в полтора - два раза выше, чем потоки, рассчитанные при использовании данных NCEP/NCAR.

Благодарность

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 20-05-00241).

Список литературы

Голубева Е.Н., Малахова В.В., Платов Г.А., Крайнева М.В., Якишина Д.Ф. Динамика и тенденции изменения состояния вод и криолитозоны моря Лаптевых в XX-XXI в. // Оптика атмосферы и океана. – 2017. – Т. 30. – № 6. – С. 529– 535.

Малахова В.В., Голубева Е.Н. Роль сибирских рек в увеличении концентрации растворенного метана в водах Восточно-Сибирского шельфа. // Оптика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 25. – № 6. – С. 534– 538.

Щербаков А.В., Малахова В.В. Моделирование пространственного распределения метангидратов мирового океана и потока метана в атмосферу // Оптика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 19. – № 6. – С. 530-535.

Chaudhuri A. H., Ponte R. M., Forget G., Heimbach P. A Comparison of Atmospheric Reanalysis Surface Products over the Ocean and Implications for Uncertainties in Air–Sea Boundary Forcing // Journal of Climate. – 2013. – V. 26(1). – P. 153-170.

Etminan M., Myhre G., Highwood E., Shine K. Radiative forcing of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide: A significant revision of the methane radiative forcing // Geophys. Res. Lett. – 2016. – V. 43. – P. 12614–12623.

Kirschke S., Bousquet P., Ciais P., Saunois M., Canadell J. G., Dlugokencky E. J., Bergamaschi P., Bergmann D., Blake D. R., Bruhwiler L. Three decades of global methane sources and sinks // Nat. Geosci. – 2013. – V. 6. – P. 813–823.

Large W., Yeager S. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies // NCAR Technical Note: NCAR/TN-460+STR. CGD Division of the National Center for Atmospheric Research. – 2004. – 105 p.

Mau S., Heintz M. B., Valentine D. L. Quantification of CH₄ loss and transport in dissolved plumes of the Santa Barbara Channel, California // *Cont. Shelf Res.* – 2012. – V. 32. – P. 110–120.

Malakhova V.V. The response of the Arctic Ocean gas hydrate associated with subsea permafrost to natural and anthropogenic climate changes // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.* – 2020. – V. 606. – P. 012035.

McGillis W.R., Edson J.B., Hare J.E., Fairall C.W. Direct covariance of air-sea CO₂ fluxes // *J. Geophys. Res.* – 2001. – V. 106. – P. 16729–16745

Ruppel C. D., Kessler J. D. The interaction of climate change and methane hydrates // *Reviews of Geophysics.* – 2017. – V. 55. – P. 126–168.

Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., Lobkovsky L., Yusupov V., Salyuk A., Salomatin A., Chernykh D., Kosmach D., Panteleev G., Nicolsky D., Samarkin V., Joye S., Charkin A., Dudarev O., Meluzov A., and Gustafsson O. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.* – 2015. – V. 373. – № 2052. – P. 20140451.

Thornton B. F., Geibel M. C., Crill P. M., Humborg C., Mörtz C.-M. Methane fluxes from the sea to the atmosphere across the Siberian shelf seas // *Geophys. Res. Lett.* – 2016. – V. 43. – P. 5869–5877.

Wählström I., Meier H. E. M. A model sensitivity study for the sea-air exchange of methane in the Laptev Sea, Arctic Ocean // *Tellus Series B-Chem. Phys. Meteorol.* – 2014. – V. 66.

Wanninkhof R. Relationship between wind-speed and gas-exchange over the ocean // *J. Geophys. Res.* – 1992. – V. 97. – P. 7373–7382.

Wanninkhof R., Asher W. E., Ho D. T., Sweeney C., and McGillis W. R. Advances in quantifying air-sea gas exchange and environmental forcing // *Annual Review of Marine Science.* – 2009. – P. 213–244.

Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // *Limnol. Oceanogr.-Meth.* – 2014. – V. 12. – P. 351–362.

Zhang W., Perrie W., Vagle S. Impacts of winter storms on air-sea gas exchange // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – V. 33. – P. L14803.

РОЛЬ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВАРИАЦИЙ АТМОСФЕРНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ
В КРУПНОМАСШТАБНОЙ ДИНАМИКЕ ОКЕАНА

THE ROLE OF SHORT-PERIOD VARIATIONS OF ATMOSPHERIC FORCING IN
LARGE-SCALE OCEAN DYNAMICS

**Реснянский Юрий Дмитриевич¹, Зеленько Александр Андреевич¹,
Степанов Владимир Николаевич¹, Струков Борис Сергеевич¹**

¹ *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации,
Москва*

Resnyanskii Yu.D.¹, Zelenko A.A.¹, Stepanov V.N.¹, Strukov B.S.¹

¹ *Hydrometeorological Research Centre of Russia, Moscow*

Введение

Изменчивость океана контролируется как атмосферными воздействиями (АВ) на его поверхности, так и собственной динамикой океанских вод. Из-за нелинейности динамические процессы с различными временными масштабами в океане взаимодействуют между собой. Как следствие, эволюция океанографических полей даже на больших временных масштабах зависит и от короткопериодной изменчивости АВ, вплоть до самых коротких масштабов. При воспроизведении меняющегося состояния океана с помощью численных моделей не всегда удается учесть весь спектр этих колебаний. Из-за недостаточной дискретности используемых для определения АВ метеорологических данных или по соображениям вычислительного характера мгновенные значения метеорологических переменных часто заменяются осредненными по времени, в результате чего отфильтровываются более высокие частоты, например, суточный ход и синоптические вариации при расчете сезонных или межгодовых изменений. Результатом такой фильтрации могут быть искажения воспроизводимой изменчивости крупномасштабных океанографических полей. Поэтому остаются актуальными оценки эффектов короткопериодных вариаций АВ в крупномасштабной динамике океана на основе экспериментов с численными моделями, используемыми в исследованиях климатической системы и в разнообразных практических приложениях, включая диагноз и прогнозирование состояния гидрофизических полей океана, а также распространения загрязняющих веществ.

В настоящей работе приводятся такие оценки для модели, входящей в состав системы усвоения океанографических данных в Гидрометцентре России. Оценки получены путем сопоставления результатов двух численных экспериментов, различающихся лишь дискретностью задания АВ: 3–24 часа в основном эксперименте и 1 месяц в эксперименте с осредненными по времени АВ.

Схема численных экспериментов

Для проведения численных экспериментов использовалась версия 3.6 модели общей циркуляции океана NEMO в конфигурации ORCA1 [Madec, 2008], совмещенная с ледовой моделью LIM3 [Rousset et al., 2015]. В этой конфигурации расчеты осуществляются на трехполюсной сетке, имеющей горизонтальное разрешение $1^\circ \times 1^\circ$ в средних широтах с уменьшением шага по широте в приэкваториальном поясе до $1/3^\circ$ (≈ 37 км) непосредственно у экватора и особым отличающимся от широтно-долготного расположением узлов в северной приполярной области (характерный шаг сетки здесь ≈ 50 км).

Интересующие нас оценки эффектов короткопериодных вариаций получались путем сопоставления результатов двух экспериментов. Каждый из них представлял собой численное интегрирование модели NEMO/LIM3 на интервале времени 2001–2014 гг., отправляясь от начального состояния покоя с январскими климатическими распределениями

температуры и солености воды. Все опции, относящиеся к выбору параметризаций подсеточных процессов и модельных параметров, в обоих экспериментах были одинаковыми (такими как в [Степанов и др., 2019]) за исключением параметров атмосферных воздействий. В обоих случаях для задания АВ использовался набор DFS5.2 (DRAKKAR Forcing Sets) [Dussin et al, 2016]. Различия касались лишь временной дискретности данных, подаваемых на вход расчетной модели. В первом эксперименте, в дальнейшем обозначаемом как E1, температура и влажность воздуха на высоте 2 м, зональная и меридиональная компоненты скорости ветра на высоте 10 м изменялись через каждые 3 часа, а нисходящие потоки коротковолновой и длинноволновой радиации и скорость выпадения осадков, включая жидкую и твердую фазы бюджета пресной воды, – через каждые сутки. Во втором эксперименте, далее обозначаемом как E2, все подаваемые на вход океанской модели атмосферные воздействия задавались в виде среднемесячных полей.

Для предотвращения дрейфа солености, возникающего при выбранном способе определения поверхностных потоков вследствие отсутствия обратной связи между поверхностной соленостью и задаваемым извне потоком пресной воды, в ходе расчетов осуществлялась релаксация поверхностных значений солености к климатическим данным атласа WOA13 с коэффициентом релаксации $\alpha_{relax} = 166,67$ мм/сут.

Результаты расчетов в обоих экспериментах выводились в виде осредненных по времени 5-суточных полей.

Результаты расчетов

Кинетическая энергия

Средняя по Мировому океану в пределах всей толщи воды от поверхности до дна нормированная на плотность воды кинетическая энергия $KE = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ (u и v – осредненные за 5-дневной компоненты горизонтальной скорости, черта сверху – знак осреднения по площади и глубине) в обоих экспериментах быстро возрастала в течение первого модельного года, достигнув величины ~ 6 (5) $см^2/с^2$ к началу 2002 г для E1 (E2). То есть в E1 она была систематически выше на ~ 20 % в сравнении с E2. К концу четвертого модельного года достигалось квазистационарное состояние с последующими колебаниями около него в пределах от 5 (4) до 6,5 (5) $см^2/с^2$ для эксперимента E1 (E2). Столь быстрое установление объясняется бароклинным приспособлением поля скорости к заданному в начальный момент и впоследствии медленно меняющемуся полю плотности воды.

Еще сильнее короткопериодная изменчивость АВ влияет на компоненту KE , обусловленную действием крупномасштабных океанских вихрей $EKE = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$, где $(u', v') = (u, v) - (\langle u \rangle, \langle v \rangle)$, $\langle u \rangle, \langle v \rangle$ – компоненты горизонтальной скорости, осредненные по времени за 2001–2014 гг. Осредненная по всему Мировому океану EKE в эксперименте E1 оказалась на ~ 40 % выше, чем в E2 (2,3 и 1,6 $см^2/с^2$ соответственно). Основной вклад в разность между средними по Мировому океану EKE вносит экваториальная область (со средними величинами 15,1 и 10,1 $см^2/с^2$ для E1 и E2 соответственно).

Атлантическая меридиональная циркуляция и меридиональный перенос тепла в Атлантике

Качественно функции тока атлантической меридиональной циркуляции (АМЦ) для E1 и E2 похожи, но верхняя ячейка АМЦ для E1 интенсивнее, чем в E2, почти во всей Атлантике с максимальными различиями между E1 и E2 в 2–5 Свдрупов (Св) к югу от 20°с.ш. Приповерхностная циркуляционная ячейка, обусловленная ветровым воздействием между 30°с.ш. и 60°с.ш., в E1 получается тоже интенсивнее на ~ 2 Св, чем в E2. Ячейка Дикона (Deacon cell) в E2 примерно на 15 Св слабее, чем в E1. Поскольку образование этой ячейки, в основном, обусловлено действием западных ветров над Антарктическим циркумполярным течением, то можно полагать, что ослабление ячейки Дикона вызвано ослаблением ветра за счет месячного осреднения данных DFS5.2 (эффект который отмечался и для величин KE).

Исключение короткопериодной изменчивости АВ приводит к уменьшению меридионального переноса тепла (МПТ) от 35°ю.ш. до ~30°с.ш. почти на 30 %. Это уменьшение происходит в основном за счет ослабления АМЦ. Севернее ~45°с.ш. МПТ уменьшается на ~15–20% за счет уменьшения вклада океанского круговорота в Е2. Исключением является регион от ~37°с.ш. до ~45°с.ш. (на границе океанских круговоротов), где величина МПТ из Е2 превышает величину из Е1, и разность величин МПТ на ~40°с.ш. достигает почти 40%. Очевидно, что задание более гладких полей атмосферного воздействия на океанском фронте устраняет синоптические возмущения, которые могут приводить к существенным флуктуациям МПТ на границе океанских круговоротов.

Термохалинные поля

Одним из следствий воздействия короткопериодных вариаций АВ на термохалинные поля, отмечавшимся еще в [Реснянский, Зеленко, 1999], является изменение характера сезонного хода температуры воды в поверхностном слое в сравнении с месячными АВ. В наших экспериментах отмечалось уменьшение амплитуды сезонного хода поверхностной температуры воды, сильнее всего выраженное в умеренных и высоких широтах севернее 40 °с.ш. и южнее 40 °ю.ш. (рис. 1а). Величина уменьшения (~2 °С) составляла почти 25 % от самой амплитуды (~8 °С). В субтропических же широтах ($|\varphi| = 20\text{--}40^\circ$) наблюдалась обратная картина – происходило увеличение амплитуды на еще большую в процентном выражении величину. Сезонные изменения приповерхностной солености под воздействие короткопериодных вариаций АВ в большинстве районов либо ослабляются, либо почти не зависят от вида АВ (рис. 1б).

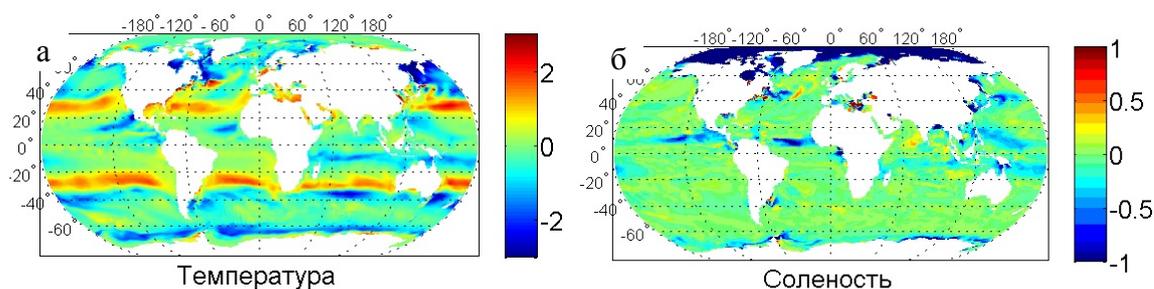


Рис. 1. Разность амплитуд сезонных изменений поверхностной температуры (а) и солености (б) между экспериментами Е1 и Е2. Амплитуда определена как осредненный за 2009–2013 гг. модуль разности среднемесячных величин в сентябре и марте.

Из сопоставления расчетных полей температуры с данными атласа WOA13 следует, что результаты расчетов в Е1 лучше согласуются с данными WOA13, нежели в Е2. За счет более сильной экмановской накачки в Е1 соленость в области субтропических океанских круговоротов оказывается выше. Поле солености немного лучше воспроизводится в Е2 до ~45°с.ш., однако севернее модельное поле солености в Е1 ближе к данным наблюдений. Таким образом, учет короткопериодной изменчивости АВ позволяет точнее воспроизводить поле температуры во всех районах Мирового океана и поле солености в высоких широтах.

Ледовые характеристики

Для количественной оценки качества воспроизведения модельного морского льда использовались спутниковые данные о сплоченности льда NOAA/NSIDC и данные двух реанализов со сведениями о сплоченности и объеме морских льдов: PIOMAS (Pan-Arctic Ice-Ocean Modeling and Assimilation System) для северного полушария и GIOMAS (Global Ice-Ocean Modeling and Assimilation System) для южного полушария.

В сезонных изменениях площади, занимаемой морскими льдами, значительное отличие между Е1 и Е2 в северном полушарии наблюдалось с июня по сентябрь: в Е2 площадь, занимаемая морскими льдами в августе, превышала наблюдаемое значение, в то время как Е1 в августе занижала величину этой площади примерно на 2×10^6 км². Периоды таяния морского льда в Е1 и Е2 на один месяц короче, чем по данным NOAA/NSIDC. Оба расчета

дают завышенную величину площади, занимаемых морским льдом, но отличия результатов расчета в E1 от данных NOAA/NSIDC в два раза меньше, чем для E2.

Более тесное согласование результатов эксперимента E1 с данными реанализов отмечается и для расчетов сезонной изменчивости объема морского льда. В северном полушарии среднемесячный объем морского льда в E1/E2 ($14,3 \times 10^3 / 15,3 \times 10^3 \text{ км}^3$) меняется от минимума $4,1 \times 10^3 / 7,8 \times 10^3 \text{ км}^3$ в августе-сентябре до максимума $25,1 \times 10^3 / 22,9 \times 10^3 \text{ км}^3$ в апреле (по данным PIOMAS минимум $4,2 \times 10^3 \text{ км}^3$). В южном полушарии среднемесячный объем морского льда в E1 достигает своего максимума в октябре ($18,9 \times 10^3 \text{ км}^3$) и затем уменьшается до $2,7 \times 10^3 \text{ км}^3$ в феврале (по данным GIOMAS максимум в сентябре–октябре $18,7 \times 10^3 \text{ км}^3$, минимум в феврале $1,9 \times 10^3 \text{ км}^3$).

Заключение

На основе численных экспериментов с моделью NEMO/LIM3 исследована зависимость крупномасштабной динамики океана от короткопериодной изменчивости атмосферных воздействий. Показано, что короткопериодная изменчивость существенно влияет на крупномасштабные характеристики. При учете такой изменчивости повышаются средние уровни кинетической энергии океанских течений (на ~25%) и меридионального переноса тепла (на 20–35% в зависимости от широты). Изменяются поля температуры и солёности воды, как в приповерхностном слое, так и на больших глубинах. В поверхностных слоях амплитуда сезонных изменений температуры воды, как правило, уменьшается. В целом, результаты моделирования, полученные с учетом короткопериодной изменчивости АВ, лучше согласуются с фактическими данными по температуре и солёности в сравнении с отсутствием такого учета. Лучшее согласование с данными наблюдений отмечается и для ледовых характеристик в обоих полушариях – сезонных изменений площади, занимаемой морским льдом, и объема льда.

Таким образом, исключение короткопериодной изменчивости атмосферных воздействий может существенно исказить воспроизводимые океанскими моделями крупномасштабные характеристики океана и морских льдов и тем самым влиять на качество прогнозов, составляемых с помощью таких моделей.

Необходимо отметить, что приведенные результаты относятся к циркуляционной модели с невысоким (~1 град.) сеточным разрешением, при котором большинство мезомасштабных океанских вихрей параметризовано. В моделях с высоким разрешением эти эффекты могут быть выражены еще сильнее.

Список литературы

Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Эффекты синоптических вариаций атмосферных воздействий в модели общей циркуляции океана: прямые и косвенные проявления // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 9. – С. 66–77.

Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А. Крупномасштабная циркуляция океана и характеристики ледового покрова по данным численных экспериментов с использованием модели NEMO // Метеорология и гидрология. – 2019. – №1. – С. 50–66.

Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016. –34 p. https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf

Madec G. and the NEMO team. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27. 2008. ISSN No 1288-1619, 386 pp.

Rousset C., Vancoppenolle M., Madec G. et al. Fichet T., Flavoni S., Barthélemy A., Benshila R., Chanut J., Levy C., Masson S., Vivier F. The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6: Global and regional capabilities // Geosci. Model Dev. – 2015. – Vol. 8. – P. 2991–3005. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2991-2015>.

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ДИНАМИЧЕСКИХ
ИЗМЕРЕНИЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ВОДНЫХ СЛОЁВ В
СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ МОРСКОЙ СРЕДЕ

COMPUTER SIMULATION OF DYNAMIC MEASUREMENT PROCESSES OF
VERTICAL STABILITY OF WATER LAYERS IN A STRATIFIED MARINE
ENVIRONMENT

Краснодубец Леонид Андреевич^{1,2}

¹ *Севастопольский государственный университет*

² *Институт природно-технических систем, Севастополь*

Krasnodubets Leonid Andreevich^{1,2}

¹ *Sevastopol State University, RF, Sevastopol, Universitetskaya St., 33*

² *Institute of Natural and Technical Systems, RF, Sevastopol, Lenin St., 28*

Введение

Для нужд оперативной океанологии при исследовании вертикальных профилей стратифицированной океанской среды для определения вертикальной устойчивости образующих её водных масс, обнаружения и измерения параметров возможных термохалинных колебаний требуются прямые измерения *in situ* плотности морской воды и её приращения как функций гидростатического давления, а также градиента плотности по давлению.

Цель исследования – расширение измерительной базы для оперативной оценки плотностной вертикальной стратификации океанской среды и на этой основе вычисление градиента плотности по давлению, что позволяет строить распределение полной вертикальной устойчивости образующих её водных масс, а также распределение частоты Вайсяля-Брента и соответствующего периода колебаний практически в реальном масштабе времени. При этом подключение дополнительного параллельного канала измерения профиля скорости звука в морской воде обеспечивает построение распределения термохалинной вертикальной устойчивости и соответствующей частоты Вайсяля-Брента.

Данные и методы

Для достижения поставленной цели применяется метод динамических измерений вертикального профиля плотности морской воды *in situ* с помощью ныряющего автономного морского буя – профилографа [Краснодубец Л.А., 2017]. При этом вычисление плотности морской воды и её приращения производится по данным траекторных измерений, выполняемых бортовой навигационной системой. Эти данные усваиваются математической моделью процесса профилирования, устанавливающей динамическую связь между текущими траекторными параметрами вертикального движения в исследуемой стратифицированной океанской среде профилографа с известными массогабаритными характеристиками и текущими значениями приращения плотности морской воды как функции статического давления (глубины). Таким образом, по данным о текущих параметрах вертикального движения профилографа при помощи модели профилирования при определённых начальных условиях вычисляются текущие значения плотности морской воды, её приращения, а также градиента плотности по давлению.

Выражения, формирующие данные навигационной системы профилографа и определяющие искомую плотность, а также её приращение как функции глубины, имеют следующий вид:

$$\ddot{z}(t) = -a\dot{z}(t)|\dot{z}(t)| + \left[1 - \frac{\Delta\rho(z)}{\rho^0}\right], t_0 = 0; z(t_0) = 0; \dot{z}(t_0) = 0; t \in [t_0, t_f], \quad (1)$$

$$\rho(z) = \rho^0 \left\{2 - \frac{1}{g} [\ddot{z}(t) + a\dot{z}(t)^2]\right\}, \quad (2)$$

$$\Delta\rho(z) = -\frac{\rho^0}{g} [\ddot{z}(t) + a\dot{z}(t)^2 - g], \quad (3)$$

где $z(t)$ – глубина погружения; ρ – плотность морской воды; $\Delta\rho(z)$ – приращение плотности морской воды; g – гравитационная постоянная; ρ^0 – плотность морской воды в поверхностном слое; a – конструктивная постоянная буя.

Полученные массивы данных используются для вычисления полной вертикальной устойчивости E по формуле [Stewart R., 2014]

$$E = g \frac{d\rho}{dp}, \quad (4)$$

где g – гравитационная постоянная; ρ – плотность морской воды; p – давление.

Известен метод, предложенный М. Поллаком, для вычисления вертикальной термохалинной устойчивости, основанный на представлении зависимости адиабатического градиента плотности от скорости звука. В таком случае выражение для термохалинной устойчивости $E_{\theta,s}$ принимает вид

$$E_{\theta,s} = g \left[\frac{d\rho}{dp} - \frac{1}{c^2} \right] = E - \frac{g}{c^2}, \quad (5)$$

где c – скорость звука в морской воде.

Расчет термохалинной устойчивости в соответствии с выражением (5) требует введения дополнительного параллельного канала для непосредственного измерения скорости звука в морской воде как функции давления (глубины).

Компьютерное моделирование.

В качестве вычислительной среды для компьютерного моделирования выбрана система MATLAB & Simulink. Для моделирования процессов динамических измерений профиля плотности и её приращения для морской воды использовались соотношения (1) – (5) при следующих значениях параметров:

$a = 9,6666 \text{ м}^{-1}$, что соответствует конструктивным параметрам корпусной части применяемого ныряющего буя, обеспечивающих вертикальное движение при погружении профилографа со скоростью 1 м/с в однородной водной среде;

$g = 9,821 \text{ м/с}^2$ – гравитационная постоянная;

$\rho^0 = 1013,2640 \text{ кг/м}^3$ – плотность воды в поверхностном слое в бассейне Чёрного моря.

Модель профиля морской среды для Чёрного моря построена в виде двух функциональных блоков – профиля плотности морской воды и профиля скорости распространения звука в этой воде, на входы которых поступают текущие значения глубины, формируемые в блоке моделирования динамики вертикального движения профилографа. На выходе этих блоков наблюдаются значения плотности морской воды и скорости распространения в ней звука как функций глубины. При этом распределения плотности морской воды и скорости звука по вертикали задаются цифровыми массивами данных, полученными экспериментально с разрешением в 1 м во время одной из станций, проведённых в Чёрном море при помощи измерительного комплекса «Исток», разработанного в Морском гидрофизическом институте (Севастополь).

Блок моделирования динамики профилографа формирует текущие значения вертикальной составляющей ускорения, поступающие от бортовой навигационной системы, и текущие значения глубины погружения профилографа.

Полученные данные усваиваются моделью динамических измерений, построенной на основе уравнений (1), (2) и (3). При этом формируются массивы «измерений» плотности морской воды, а также приращения плотности относительно глубины.

Модель датчика давления формирует значения гидростатического давления на основе данных о глубине, поступающих от модели динамики профилографа (1), и данных о плотности воды, поступающих от модели профиля океанской среды.

Блок вычисления полной вертикальной устойчивости E и термохалинной устойчивости $E_{\theta,S}$ формирует массивы соответствующих распределений по формулам (4) и (5).

Модель профиля скорости звука используется при вычислении термохалинной вертикальной устойчивости $E_{\theta,S}$ по формуле (5), а также соответствующей частоты Вайсяля-Брента $N_{\theta,S}$ термохалинных колебаний при помощи выражения:

$$N_{\theta,S}^2 = gE_{\theta,S}.$$

Структурная схема компьютерного моделирования (S-модель) процессов динамических измерений вертикальных распределений полной и термохалинной устойчивости, а также соответствующих частот Вайсяля-Брента в ходе одной из станций вертикального профилирования морской среды, проведённой в акватории Чёрного моря, представлена на рис. 1.

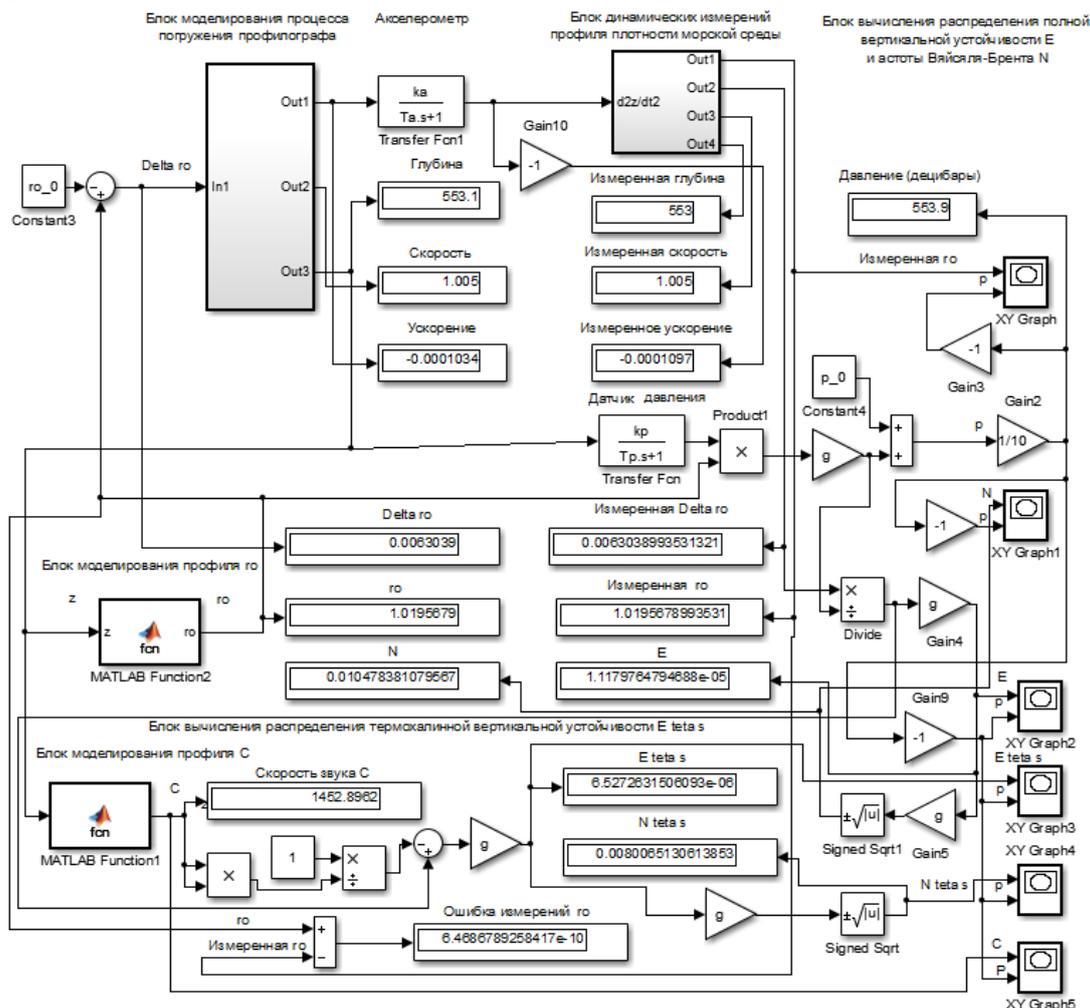


Рис. 1. S-модель процессов динамических измерений полной и термохалинной вертикальной устойчивости, а также вычисления соответствующих частот Вайсяля-Брента

Результаты.

В ходе моделирования с помощью предложенной S-модели построен график вертикального распределения «измеренной» плотности ρ морской воды – рис. 2 и график вертикального профиля скорости звука в морской воде – рис.3. По этим данным модельных измерений построен график распределения полной вертикальной устойчивости E слоёв окружающей водной массы – рис. 4 и термохалинной вертикальной устойчивости $E_{\theta,S}$ – рис. 5, а также графики распределений соответствующих им частот Вьяйсяля-Брента N и $N_{\theta,S}$, которые показаны на рис. 6 и рис. 7 соответственно как функции статического давления.

Полученные результаты свидетельствуют, что предложенный метод динамических измерений при соответствующей технической реализации позволяет за одно вертикальное зондирование получить в реальном времени характеристики стратификации морской среды.

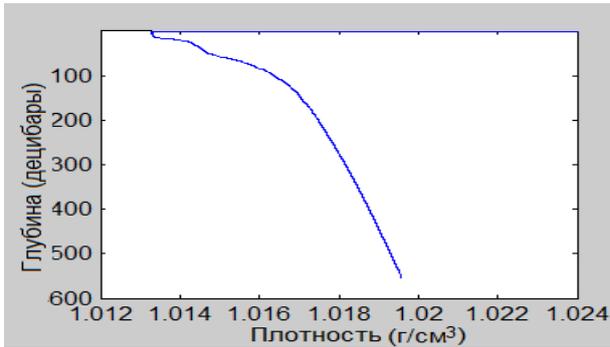


Рис. 2. График «измеренного» профиля плотности

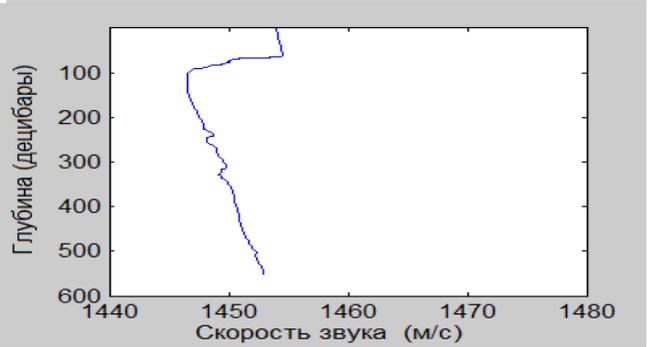


Рис. 3. График профиля скорости звука в море

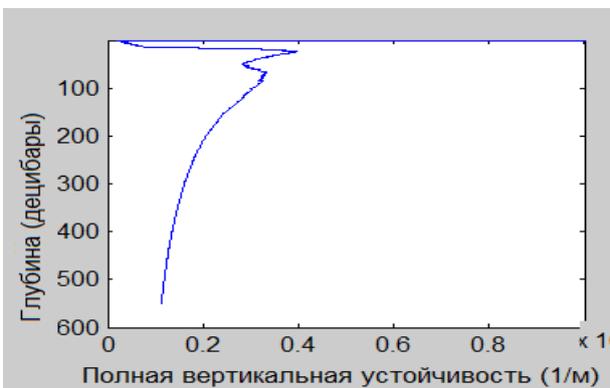


Рис. 4. График профиля полной вертикальной устойчивости E

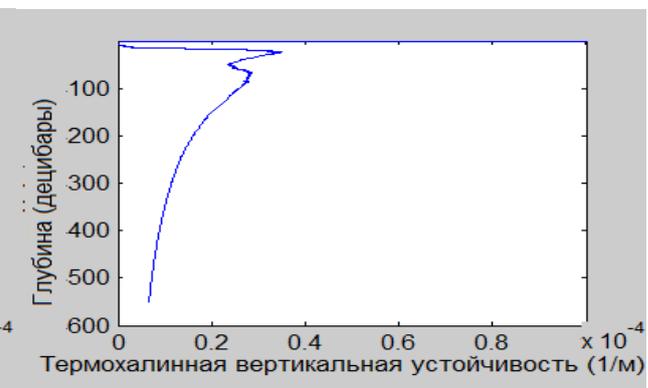


Рис. 5. График профиля термохалинной вертикальной устойчивости $E_{\theta,S}$

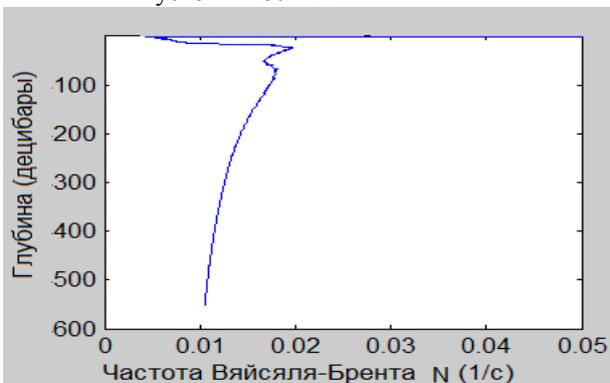


Рис. 6. График профиля частоты N Вьяйсяля-Брента

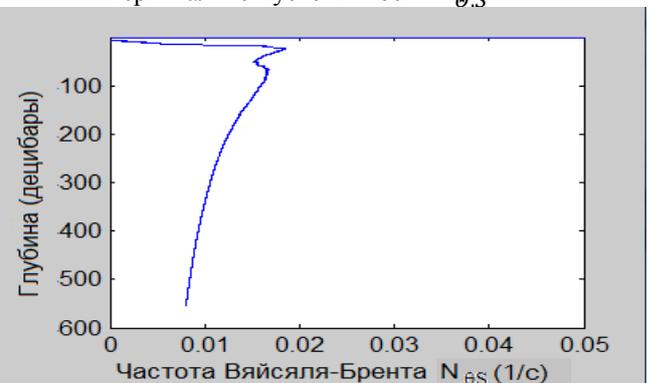


Рис.7. График профиля частоты $N_{\theta,S}$ Вьяйсяля-Брента

Заключение

Сравнительный анализ полученных графиков с опубликованными данными подобных измерений свидетельствует, что вычисленные значения частоты Вьяйсяля-Брента N по

результатам профильных измерений в Чёрном море располагаются в типичном диапазоне для океана от 0 до $0,01\text{c}^{-1}$ [Stewart , 2014].

Список литературы

Краснодубец Л.А. Метод определения вертикального профиля плотности морской воды на основе измерений параметров движения неуправляемого автономного зонда // Системы контроля окружающей среды. Науч. Техн. журнал. Севастополь, 2017. №10. С. 8-15.

Stewart Robert H. Introduction To Physical Oceanography. Independent Publishing Platform, 2014. 354 p.

ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ ВОД МОРЯ ЛАПТЕВЫХ НАД
КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ СКЛОНОМ

FEATURES OF THE CARBONATE SYSTEM OF MARINE WATERS OVER THE
LAPTEV SEA CONTINENTAL SLOPE

**Полухин Александр Анатольевич¹, Беликов Игорь Борисович², Борисенко
Геннадий Валерьевич¹, Гусак Георгий Вадимович³, Муравья Валерия
Олеговна¹, Флинт Михаил Владимирович¹**

¹*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИОРАН), г. Москва*

²*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН), г. Москва*

³*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*

**Polukhin Alexander¹, Belikov Igor², Borisenko Gennady¹, Gusak Georgy³, Muravya
Valeria¹, Flint Mikhail¹**

¹*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow*

²*Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow*

³*St. Petersburg State University, St. Petersburg*

Введение. Современное состояние и текущие изменения Арктического бассейна как климатической, так и антропогенной природы во многом определяются процессами, происходящими в областях континентального склона арктических морей. Экосистемы области континентального склона, где в наибольшей степени проявилось изменение ледовых условий последних декад, крайне мало исследованы. В море Лаптевых, более суровом и ледовитом, чем Карское море, современные климатические тренды выражены достаточно явно. Среднегодовая температура воздуха в этом районе за первое десятилетие настоящего века возросла на 2.3⁰С, а уменьшение площади льдов в летний период превысило 20% от среднемноголетней нормы [Система моря Лаптевых..., 2009]. Многие факторы, связанные с пониманием структуры и функционирования экосистем Арктического шельфа и континентального склона, механизмов поступления «континентального сигнала» в глубоководный Арктический бассейн в полной мере относятся к морю Лаптевых. Для прогноза глобальной реакции атмосферы и гидросферы на увеличение содержания CO₂ в воздухе большое значение имеет вопрос о направлении и интенсивности обмена углекислым газом между океаном и атмосферой. Текущие климатические изменения в наибольшей степени выражены в Арктике, и в Северном Ледовитом океане (СЛО) можно ожидать наибольшую изменчивость карбонатной системы вод.

Проведенные исследования позволят понять механизмы реакции региональных экосистем на климатические тренды, наблюдаемые в морской среде, оценить количественно происходящие изменения и прогнозировать возможные последствия современных климатических процессов для изменений ключевых параметров среды, процессов формирования биологической продукции, влияния процессов, происходящих на арктическом шельфе на Центральный Арктический бассейн.

Материалы и методы. В рамках 72 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», организованного Институтом океанологии РАН в период с 16 августа по 20 сентября 2018

г., проводились исследования в западном районе континентального склона моря Лаптевых (рис. 1).

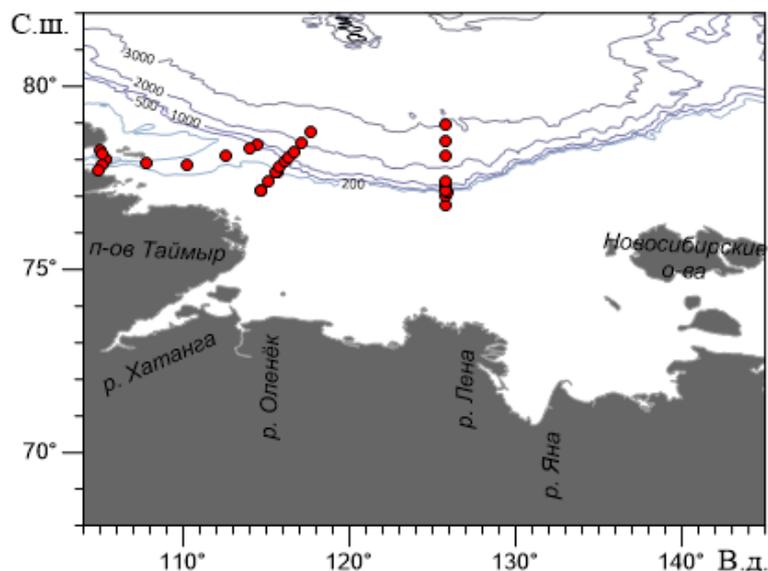


Рис. 1. Схема расположения станций в море Лаптевых

Было выполнено 4 разреза: 2 поперек склона, один вдоль и один через пролив Вилькицкого. Для исследования гидрофизической структуры вод использовались данные по температуре, солености, полученные с использованием прецизионных зондирующих комплексов SBE (США). Отбор проб производился комплексом батометров Rosette. Определение гидрохимических характеристик вод (рН, общая щелочность, растворенный кислород, биогенные элементы) проводилось на борту судна в течении 12 часов по методикам, принятым в современной океанологической практике. Расчет параметров карбонатной системы проводился по данным измеренных в пробах рН и общей щелочности в программе CO2sys, разработанной [Lewis and Wallace, 1998]. Измерение парциального давления углекислого газа в приводном слое атмосферы проводилось с помощью газоанализатора Picarro, установленного на высоте 10 м от поверхности воды.

Результаты. В районе склона шельфа западной части моря Лаптевых наблюдалось взаимодействие нескольких водных масс: летние распресненные, зимние промежуточные, атлантические. По щелочно-соленостному соотношению выделяется влиянием материкового стока над бровкой шельфа в исследованной части моря (рис. 2).

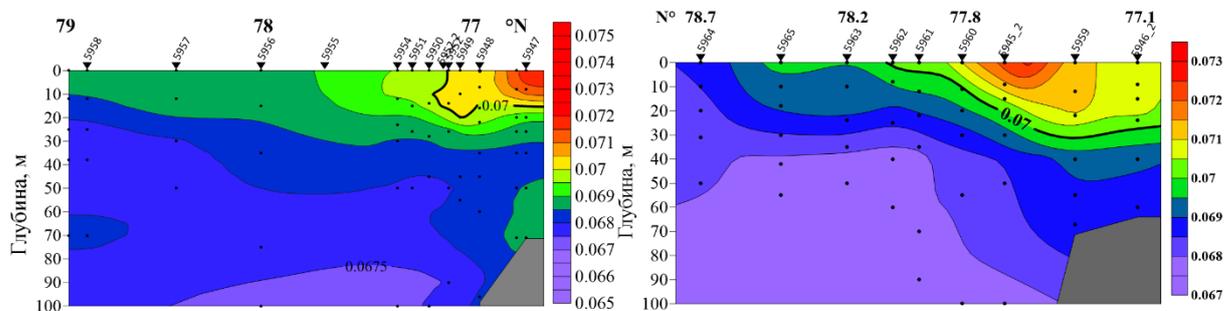


Рис. 2. Распределение отношения щелочность-соленость на разрезах поперек континентального склона

Регрессионный анализ данных показал, что при солености 0 eps щелочность составляет 680 μM . Можно предположить, что опреснение в исследованном районе происходит водами р. Лена [Pirko et al., 2010].

Насыщение вод исследованной акватории арагонитом составляет от 1.6 до 2.9 в поверхностном слое и от 0.9 до 1.3 в придонном слое (рис. 3 сверху). Таким образом воды в районе континентального склона моря Лаптевых перенасыщены арагонитом и не являются коррозионными по отношению к организмам-кальцификаторам, например, птероподам.

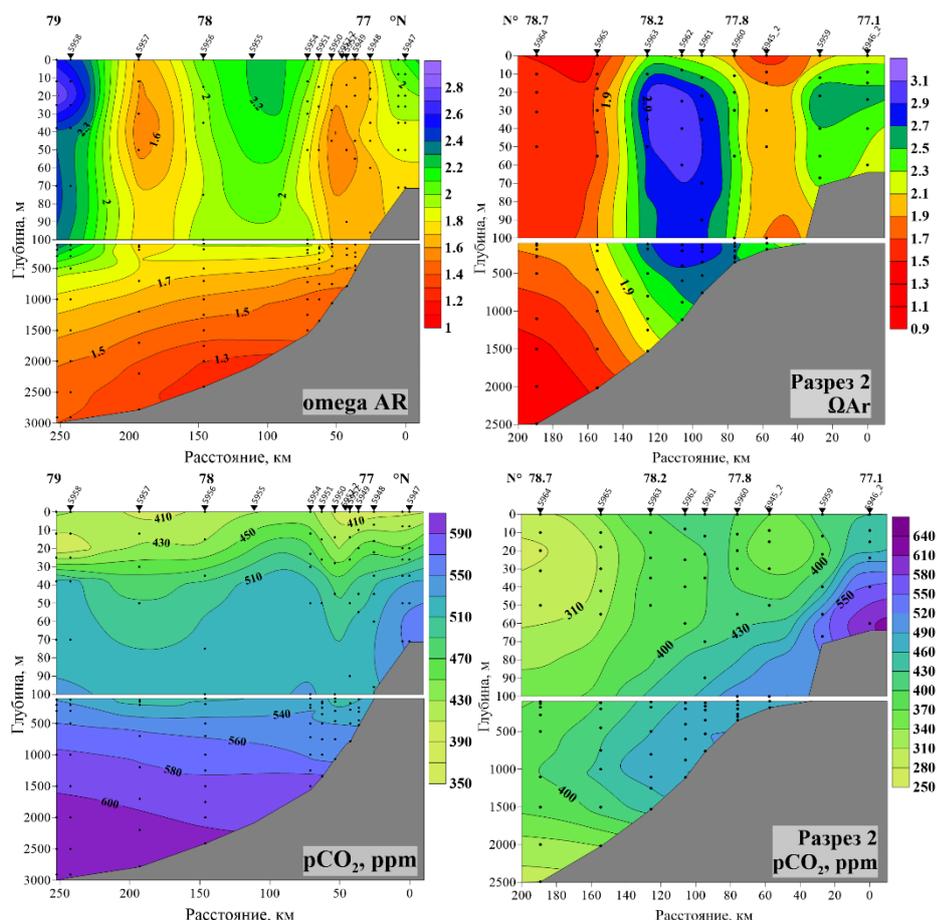


Рис. 3. Распределение насыщения арагонитом (сверху) и парциального давления CO_2 (внизу) на разрезах поперек континентального склона

Исследованная акватория по отношению к углекислому газу является перенасыщенной, параметр изменяется от 250 до 640 ppm (рис. 3 внизу). Ниже равновесных значений 400 ppm отмечена область мористой части западного разреза. Превышение 400 ppm в поверхностном слое связано с фотосинтетической активностью фитопланктона, ниже 100 м – с окислением органического вещества, как аллохтонного, так и автохтонного.

Расчет интенсивности потока CO_2 проводился по [Wanninkhof, 2014], используя данные прямых измерений $p\text{CO}_2$ в атмосфере, расчета $p\text{CO}_2$ в воде, а также приводной скорости ветра. Результаты расчета показали, что над континентальным склоном моря Лаптевых поток диоксида углерода направлен в атмосферу со скоростью до 4 $\text{ммоль}/\text{м}^2 \cdot \text{день}$. В проливе Вилькицкого и на шельфе к западу от пролива поток диоксида углерода направлен из атмосферы в воду с интенсивностью до 12 $\text{ммоль}/\text{м}^2 \cdot \text{день}$ (рис. 4).

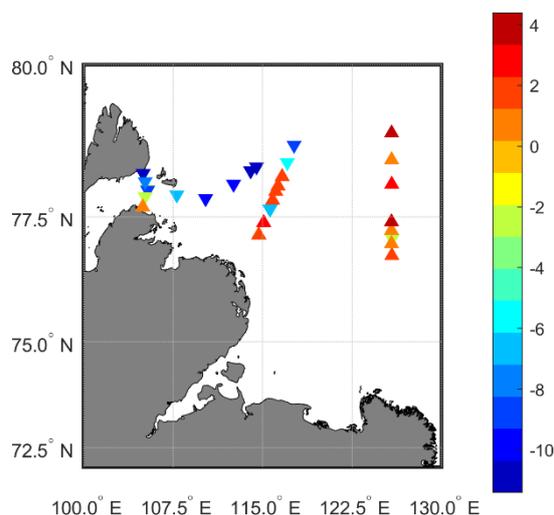


Рис. 4. Рассчитанный поток CO_2 на границе вода-атмосфера в сентябре 2018 г. в море Лаптевых

Заключение. Полученные результаты позволили оценить современное состояние карбонатной системы вод над континентальным склоном моря Лаптевых, выделить основные факторы, которые влияют на изменчивость карбонатной системы в исследованном районе, а также рассчитать интенсивность и направление потока углекислого газа.

Процессы, происходящие в областях внешнего континентального шельфа и континентального склона краевых арктических Российских морей, влияют на Центральный Арктический Бассейн через систему кросс-шельфового и кросс-склонового переноса. Эти процессы играют важнейшую роль в формировании гидрофизических и гидрохимических свойств водных масс, регулировании гидрохимического биогеохимического режимов, создании биологической продукции и регулировании потоков вещества, включая загрязнения антропогенного происхождения в современной арктической экосистеме. Комплексная оценка этих процессов и факторов, которые ими управляют – основа для понимания Арктики как системы и ее современной эволюции под воздействием изменений климата и антропогенных факторов, а также обратимости, происходящих в Арктике современных изменений.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОРАН (тема 0128-2021-0007) при поддержке РНФ (проект №19-17-00196), а также гранта Президента РФ МК–860.2020.5.

Список литературы

Стрелецкая И.Д. и др. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития // М.: Изд-во Моск. ун-та. 2009. С. 357-372.

Lewis E. R., Wallace D. W. R. Program developed for CO_2 system calculations. – Environmental System Science Data Infrastructure for a Virtual Ecosystem, 1998. №. cdiac: CDIAC-105.

Pipko I. I., S.P. Pugach, O.V. Dudarev, A.N. Charkin, and I.P. Semiletov Carbonate parameters of the Lena River: Characteristics and distribution // *Geochemistry International*. – 2010. Vol. 48. №. 11. P. 1131.

Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // *Limnology and Oceanography: Methods*. 2014. Vol. 12. №. 6. P. 351-362.

УДК 551.466

ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ НА КРУТОМ ШЕЛЬФЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФЛУКТУАЦИИ ГИДРОАКУСТИЧЕСКОГО КАНАЛА

INTERNAL WAVES ON A STEEP SHELF AND THEIR IMPACT ON THE FLUCTUATIONS OF A HYDROACOUSTIC CHANNEL

Химченко Елизавета Евгеньевна, Шатравин Александр Владимирович

Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва

Khimchenko Elizaveta, Shatravin Alexander

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow

Введение

Внутренние волны – явление широко распространенное на шельфе океанов и морей. Они оказывают существенное влияние на вертикальную стратификацию вод, физические и биологические процессы в шельфовой зоне. Характер распространения акустических сигналов при фиксированных положениях источника и приемника, в свою очередь, во многом определяется структурой вертикального распределения температуры и солености вдоль трассы распространения сигнала.

Экспериментальные данные получены на северо-восточном шельфе Черного моря (акватория близ м. Красный маяк, Абхазия). Исследуемый район отличается резким свалом глубин, что обуславливает ряд особенностей в гидродинамике наблюдаемых прибрежных процессов, в частности, внутренних волн. В проведенных ранее исследованиях (Химченко, Серебряный, 2018) показано, что в зоне абхазского шельфа встречаются внутренние инерционные волны с существенно бóльшими высотами (до 20 м и более) по сравнению с другими типами шельфов Черного моря. В свою очередь прохождение длинных инерционных внутренних волн сопровождается генерацией короткопериодных внутренних волн (Серебряный, Иванов, 2013). В районе наблюдений также зарегистрированы короткие внутренние волны, отраженные от берега (Serebryanu et.al., 2020), что является отличительной чертой внутриволнового поля узкого шельфа. В совокупности данные особенности делают крутой узкий шельф уникальной средой как с точки зрения физических характеристик поля внутренних волн, так и с точки зрения распространения акустических сигналов.

В работе анализируются данные натурных наблюдений внутренних волн на крутом шельфе, приводятся примеры цугов короткопериодных внутренних волн 1-ой и 2-ой моды. Дополнительно данные прямых гидрологических измерений используются для построения моделей гидроакустического волновода, рассматриваемого как канал для подводной акустической связи, и с помощью численного моделирования анализируется временная изменчивость уровня искажения сигнала во время прохождения внутренних волн.

Данные и методы

Анализируемые данные получены во время прибрежных экспедиционных работ со стационарного морского павильона Института Экологии академии наук Абхазии, а также в акватории м. Красный маяк в летний и осенний сезоны 2019 г. В районе платформы шельф характеризуется как крутой, т.е. узкий с резким свалом глубин. Средний уклон дна составляет около 23°.

Для гидрофизических измерений использовалось следующее оборудование: вертикальные цепочки, оснащенные автономными датчиками температуры DST-centi "Starr-Oddi", акустический доплеровский профилометр течений ADCP "Rio Grande 600 kHz", минизонд температуры и скорости звука miniSVP фирмы "Valeport", а также автономный распределенный датчик температуры (РДТ) (Денисов, Серебряный, 2019). В разные периоды устанавливались от 1 до 3 заякоренных станций, оборудованных точечными измерителями температуры и автономными РДТ. Дискретность измерений составляла 20–30 с.

Численное моделирование проводилось при помощи программы Bellhop. На основе численных расчетов исследуется влияние флуктуаций передаточной функции морской среды, вызванных наблюдаемыми на крутом шельфе внутренними волнами, на распространение шумоподобных акустических сигналов, применяемых в области подводной акустической связи.

Результаты

В 2019 г. работы велись в летнее и осеннее время, что позволило провести наблюдения в условиях различной вертикальной стратификации. В первой половине июня водная толща была еще не достаточно прогрета, и термоклин располагался ближе к поверхности. Вблизи платформы (глубина места 13 м) в начале наблюдений слой скачка температуры находился на глубине 2–4 м; по мере прогревания водной толщи его положение достигло глубины 10 м к концу измерений (рис. 1). Во время осенних измерений у платформы часто наблюдается изотермия. По данным глубоководной станции в конце октября термоклин находился на горизонте 25–30 м (рис. 2), что было обусловлено не только интенсивным летним прогревом, но также и особенностями вдольбереговых течений. Периодические вертикальные колебания термоклина с периодом, близким к локальному инерционному (17.6 ч), регулярно наблюдались в каждом сезоне.

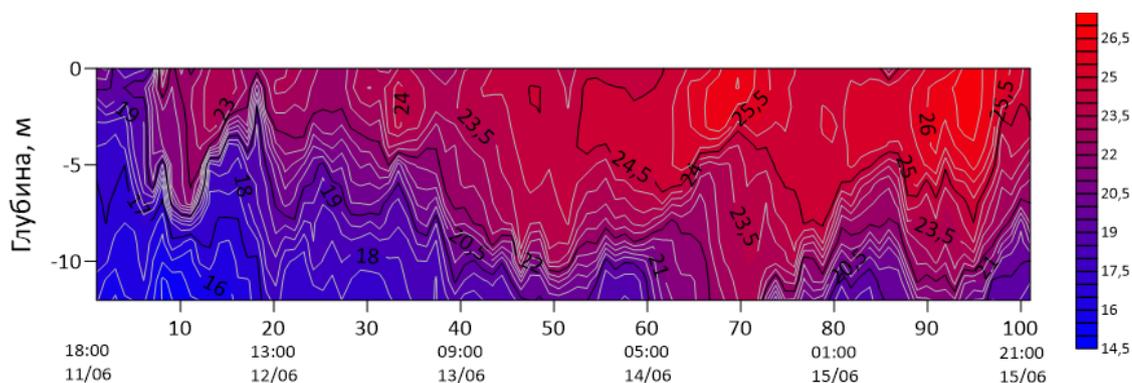


Рис 1. Временная изменчивость вертикальной структуры температуры у платформы (глубина места 13 м) в июне 2019 г.

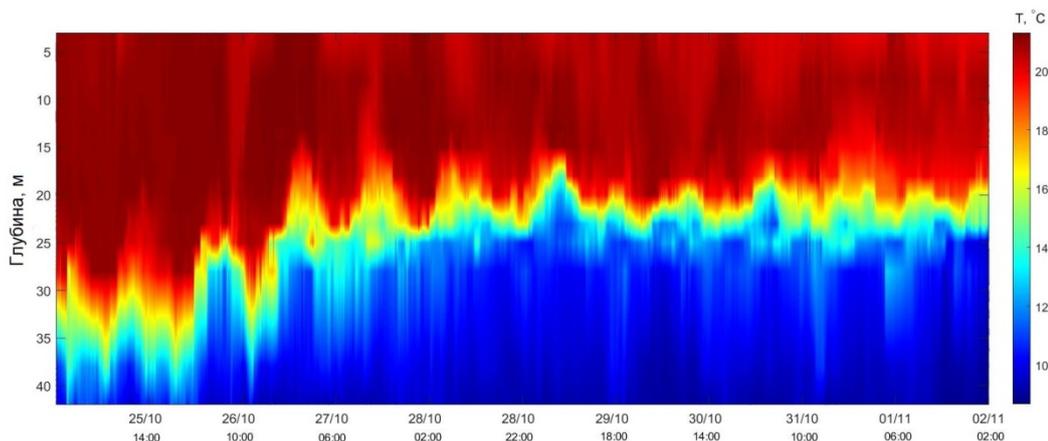


Рис 2. Временная изменчивость вертикальной структуры температуры по данным заякоренной станции в октябре–ноябре 2019 г. (глубина места 50 м).

На рис. 3 представлены примеры короткопериодных внутренних волн, зарегистрированных по данным термогирлянды, установленной на глубине 50 м. 24 октября наблюдалось явление резкого расширения термоклина. При этом изотерма 11.5°C сместилась вниз с горизонта 37 м до горизонта 42 м, в то время как изотерма 16°C поднялась с 33 м на горизонт 28 м. Во время такого расширения была зарегистрирована уединенная волна 2-ой моды, с периодом 8 мин. Следом за ней наблюдались два цуга коротких волн 1-ой моды с периодами 4 мин. Высота волны 2-ой моды была около 4 м, а высоты волн 1-ой моды были в пределах 0.5–4 м. 26 октября на переднем фронте длинной квазиинерционной волны были зарегистрированы проявления короткопериодных внутренних волн 1-ой моды. Цуг состоял из 8 волн с периодом 5–8 мин. Рассчитанные скорости короткопериодных внутренних волн, наблюдавшихся в 2019 г., составили от 0.1 до 0.4 м/с.

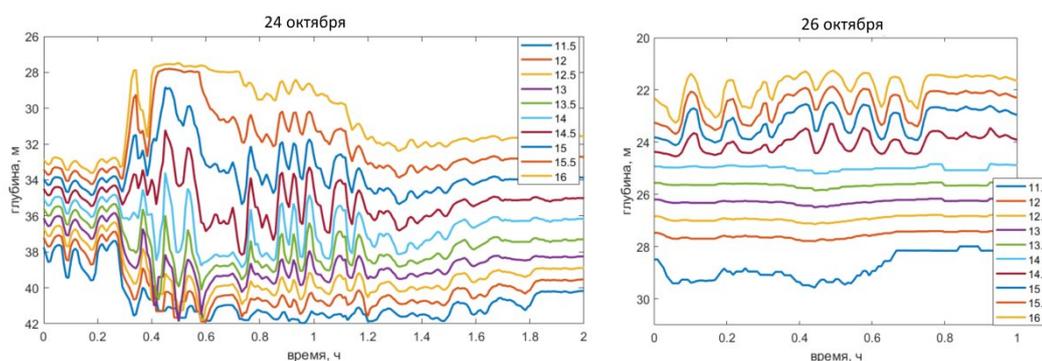


Рис 3. Временная изменчивость смещения изотерм 24 и 26 октября во время прохождения короткопериодных внутренних волн

На основе данных термогирлянды был построен набор слоистых моделей среды распространения акустических сигналов, и проведено моделирование передачи фазоманипулированного сигнала в полосе частот 8–12 кГц на расстояние 500 м между придонным источником и приемником. На рис. 4 показана временная изменчивость уровня интерференции в принятом сигнале, обусловленной многолучевым характером распространения акустических волн.

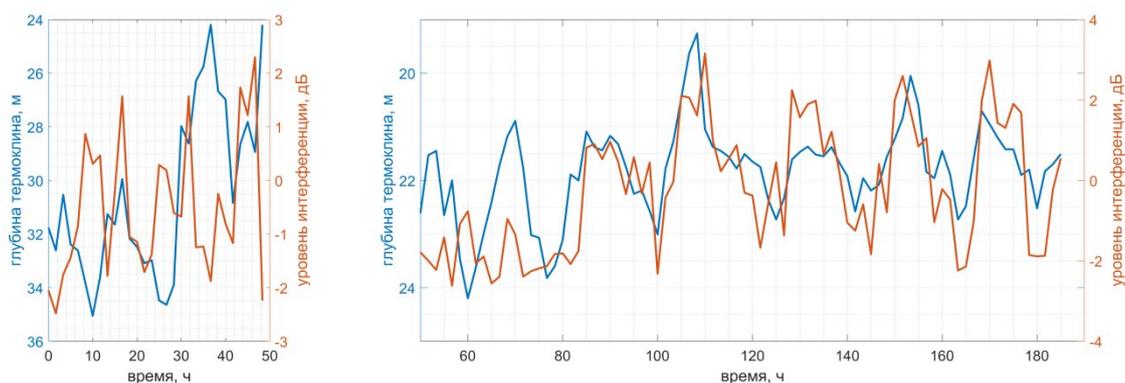


Рис 4. Временная изменчивость положения термоклина (изотерма 16.5° С) и уровня интерференции в принятом на расстоянии 500 м сигнале; слева – при относительно глубоком положении термоклина, справа – при более мелком положении термоклина.

Амплитуда колебаний уровня интерференции составила ~6 дБ. Отметим, что в период относительно глубокого положения термоклина (ниже 24 м) зависимость уровня интерференции от положения термоклина носит хаотический характер, в то время как при более мелком термоклине наблюдается прямая зависимость между его глубиной и уровнем искажений в принятом сигнале.

Заключение

В работе представлены отдельные материалы по исследованию внутренних волн во время летнего и осеннего сезонов 2019 г. Были зарегистрированы короткопериодные внутренние волны 1-ой и 2-ой моды, цуги состояли из 4–10 волн. С помощью численного моделирования показано, что колебания положения термоклина, обусловленные прохождением внутренних волн, могут оказывать существенное влияние на уровень искажения акустических сигналов. В рассмотренном диапазоне частот 8–12 кГц при глубине положения термоклина 20–24 м наблюдается регулярный характер зависимости уровня интерференции в принятом сигнале от глубины термоклина.

Работа выполнена в рамках темы госзадания Минобрнауки № 0128-2021-0010, обработка и анализ данных выполнены при поддержке гранта Президента РФ МК-5064.2021.1.5, а также гранта РФФИ № 20-55-S52005 МНТ_а.

Благодарности

Авторы выражают благодарность д.ф.-м.н. Серебряному А.Н. за предоставленную возможность участия в измерениях, а также сотруднику Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН Попову О.Е. за помощь в проведении работ и сборе экспериментальных данных.

Список литературы

1. Химченко Е.Е., Серебряный А.Н. Внутренние волны на кавказском и крымском шельфах Черного моря (по летне-осенним наблюдениям 2011–2016 гг.). Океанологические исследования, 2018.– Т. 46, № 2. – С. 69–87. DOI:10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(2).7

2. *Серебряный А. Н., Иванов В. А.* Исследования внутренних волн в Черном море с океанографической платформы МГИ // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика.* – 2013. – Т. 6, №. 3. – С. 34–45.
3. *Serebryany A., Khimchenko, E., Popov, O., Denisov, D., Kenigsberger, G.* Internal Waves Study on a Narrow Steep Shelf of the Black Sea Using the Spatial Antenna of Line Temperature Sensors // *Journal of Marine Science and Engineering.* – 2020. – V. 8, No. 11. – P. 833. DOI: 10.3390/jmse8110833
4. *Денисов Д.М., Серебряный А.Н.* Автономный измеритель внутренних волн на основе распределенного датчика температуры // *Приборы и техника эксперимента.* – 2019. №2. – С. 159–160. DOI:10.1134/S0032816219020058

УДК 551.465.4 (268.43)

РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНЕГО МОНИТОРИНГА ЛОФОТЕНСКОГО МЕЗОМАСШТАБНОГО ВИХРЯ ПО ДАННЫМ ПОПУТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

RESULTS OF LONG-TERM MONITORING OF LOFOTEN MESOSCALE VORTEX BASED ON FIELD OBSERVATIONS

Сентябов Евгений Валериевич

Полярный филиал ФГБНУ «ВНИРО» («ПИНРО» им. Н.М. Книповича), г. Мурманск

Sentyabov Evgeniy

Polar Branch of the FSBSI «VNIRO» («PINRO» named after N.M. Knipovich), Murmansk

Введение

Исследованиям квазистационарного мезомасштабного вихря в Лофотенской котловине Норвежского моря в последние несколько десятилетий посвящено большое количество работ как в нашей стране, так и за рубежом. В целом эти работы можно разделить на результаты специализированных глубоководных натуральных наблюдений на полигонах в районе Лофотенской котловины (в основном силами Арктического и Антарктического научно-исследовательского института [Иванов, Кораблев, 1995а, 1995б; Кораблев, 2001] и некоторых европейских научных институтов), результаты анализа спутниковых наблюдений за поверхностной температурой, соленостью и уровнем океана с различной степенью разрешения [Raj et al., 2015; Зинченко и др., 2019], иногда с привлечением находящихся в открытом доступе данных с буев Арго [Алексеев и др., 2016; Dugstad et al., 2019 и др.], а также на описание результатов гидродинамического моделирования [Белоненко и др., 2014, 2017, 2018; Köhl, 2007; Söiland, Rosaby, 2013 и др.]. В отличие от этих трех типов входящих данных, используемых в предшествующих исследованиях, автор попытался проследить пространственно-временные изменения в структуре Лофотенского мезомасштабного вихря в один и тот же период года (май) на протяжении 14 лет (с 2007 по 2020 гг.) по натурным данным попутных океанографических наблюдений, не связанных напрямую с изучением этого вихря в Лофотенской котловине.

Материалы и результаты

Используемые в настоящей работе попутные океанографические данные были получены в ходе международных экосистемных съемок пелагических рыб в Северных морях, включая Норвежское, Гренландское и Баренцево в мае 2007-2020 гг. Большая часть глубоководных наблюдений была выполнена при непосредственном участии автора на борту норвежских научно-исследовательских судов «G.O. Sars» и «Johan Hjort» [Сентябов, 2018], принадлежащих Институту морских исследований (Havforskningsinstituttet), Норвегия. Также были использованы океанографические данные с научно-исследовательских судов других морских институтов, участвующих в этих съемках (в частности Института морских и пресноводных исследований Исландии и Национального института природных ресурсов Дании), полученные в рамках международного обмена данными. Особенности вышеуказанных съемок заключаются в том, что от года к году океанографические станции, приуроченные к тралово-акустическим исследованиям, не выполнялись в одних и тех же координатах, а были рандомизированы на квазиширотных галсах, отстоящих друг от друга

примерно на 50-60 миль, при расстояниях между станциями от 50 до 90 морских миль, что не позволяет отнести их к полигонным в плане изучения Лофотенского вихря, а только к попутным. Измерения температуры и солёности проводились от поверхности до глубины 1000 м с помощью зондирующего комплекса SBE-9Plus фирмы Sea Bird Electronics.

Как наиболее информативное для положения указанного вихря, рассмотрено распределение термохалинных характеристик на глубине 800 м, что также было отражено в более ранних работах [Иванов, Кораблев, 1995; Søyland, Rossby, 2013 и др.], а также их вертикальное распределение на условных разрезах, приуроченных к широтам 69 и 70° с.ш. В работе также проиллюстрированы попытки выделения вихревой структуры по распределению температуры (выше 4 °С) и солёности (более 35,1) в слое 500-600 м, но, в основном, эти попытки оказались безуспешными из-за большой акватории распространения вод с подобной температурой в Лофотенской котловине и вблизи континентального шельфа Скандинавии и сильной межгодовой изменчивости солёности в указанном слое.

Показано, что в среднем за описанные годы воды с температурой выше 1 °С на горизонте 800 м занимают акваторию диаметром около 115 морских миль (или 214 км), воды с солёностью более 35,0 – 100 миль (185 км). Масштабы ядра вихря, полученные различными авторами с использованием других средств измерений, значительно меньше. Так в работе [Raj et al., 2015] по спутниковым альтиметрическим данным показано, что средний радиус Лофотенского вихря равен 37 км, согласно [Yu et al., 2017], использовавших данные глайдеров, средний радиус ядра Лофотенского вихря составляет около 18 км. Однако, имеющееся в нашем распоряжении пространственное разрешение сетки станций (как было сказано выше, 50-90 миль) часто не позволяет проследить за областью «ядра» вихря, которое может находиться между станциями. В отдельные годы (с 2007 по 2009, 2014 и 2016) проникновение теплых вод на большие глубины было незначительным, в центре круговорота температура на 800 м редко превышала 2,0-2,5 °С. В 2010-2012 и 2019 гг. отмечалось наибольшее заглубление вод с температурой выше 3,0 °С (до глубин более 1000 м).

В половине случаев за описанный 14-летний период помимо основного вихря, локализованного в Лофотенской котловине между параллелями 69 и 71° с.ш. преимущественно между 1 и 6° в.д., отмечался «вторичный» вихрь, расположенный восточнее, как правило между 10 и 12° в.д. над глубинами менее 3000 м, примеры которого представлены на рис. 1.

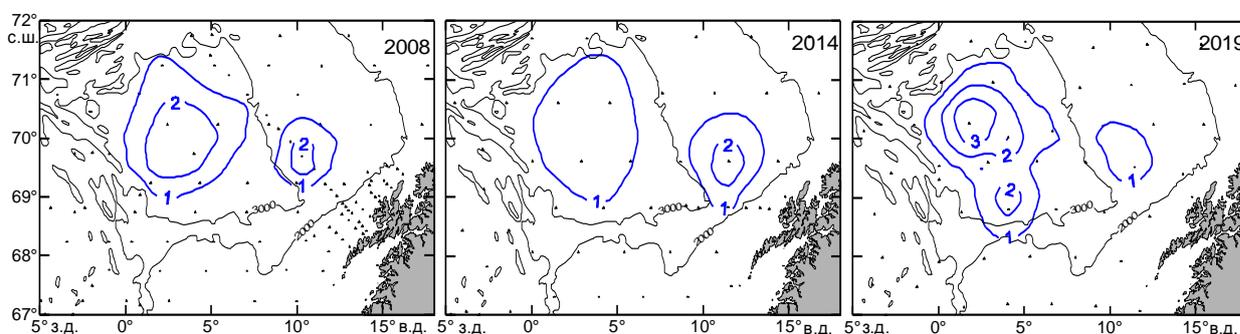


Рис. 1. Положение изотерм (°С) на горизонте 800 м в районе Лофотенской котловины в мае 2008, 2014 и 2019 гг. Точками обозначено положение океанографических станций, тонкими линиями – изобаты

Только в двух случаях (в 2010 и 2019 гг.) появление этого «вторичного» вихря сопровождалось наибольшим развитием «основного» Лофотенского с глубоким проникновением теплых и соленых вод. При анализе вертикального распределения

термохалинных параметров на условных разрезах, проходящих примерно вдоль 69 и 70° с.ш., наличие «вторичных» вихрей по прогибу изотерм и изохалин отмечалось в основном на более южном разрезе, что было обусловлено локализацией центра этого вторичного вихря вблизи именно этой широты. На разрезе по 70° с.ш. выявить «вторичный» вихрь восточнее «основного» оказалось возможным только в 2008 и 2011-2013 гг.

Для оценки межгодовой динамики положения вихря было проанализировано изменение положения станций с максимальной температурой на горизонте 800 м. Отсутствие специализированных полигонных наблюдений внесло элемент неопределенности в эту оценку. Межгодовой ход центра вихря по полученным доступным попутным океанографическим наблюдениям дал весьма случайную, «броуновскую» картину (рис. 2). Межгодовое изменение положения центроидов областей с температурой выше 1 °С на горизонте 800 м, рассчитанных с использованием в качестве весового коэффициента температуры воды, показало меньший пространственный разброс, преимущественно (за исключением 2007 г.) в пределах эллипса с диаметром около 34 морских миль (63 км) с антициклонической траекторией движения центроида вихря от 2007 к 2014 г. и циклонической – от 2015 к 2020 г. (см. рис. 2).

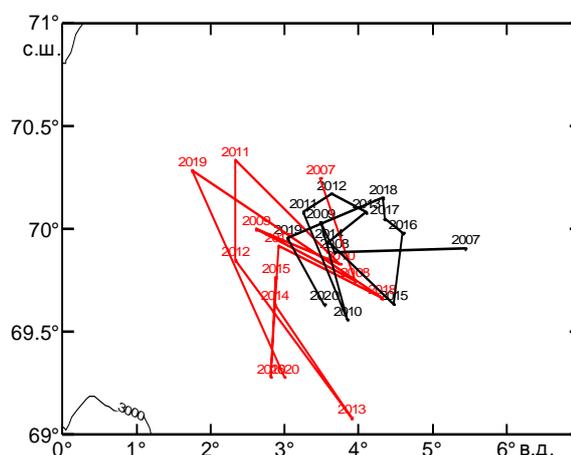


Рис. 2. Межгодовая изменчивость положения станций с максимальной температурой (соответствующих центру вихря – красные линии и цифры) и центроидов областей с температурой выше 1 °С (черные линии и цифры) на горизонте 800 м в пределах Лофотенского вихря

Подобное смещение (преимущественно циклоническое) центра вихря, определяемого по максимальной горизонтальной аномалии потенциальной плотности, с диапазоном 65-70 км только при сезонном осреднении выявили результаты модельных расчетов (Volkov et al., 2015). Иванов и Кораблев (1995б) отмечали, что расстояние между наиболее удаленными точками циклонической траектории смещения центра вихря составляло около 130 км.

Результаты многолетнего TS-анализа водных масс в районе центра вихря выявили ярко выраженное повышение значений температуры (выше 2-3 °С) и солености (около 35,0) в слое 600-800 м по сравнению с TS-характеристиками окружающих вод при весьма существенном межгодовом «разбросе» их значений в верхнем 300 метровом слое.

Заключение

Характеристики Лофотенского мезомасштабного вихря, полученные в результате анализа натуральных глубоководных попутных наблюдений в мае 2007-2020 гг., в целом не противоречат оценкам, сделанным ранее другими авторами на основе использования модельных расчетов,

спутниковых наблюдений за температурой, соленостью и уровнем океана, а также с привлечением данных реанализа различных параметров с международных баз данных, глайдеров и буев Арго. Результаты анализа пространственно-временной изменчивости положения, глубины залегания вихря и термохалинных характеристик вод в центральной части круговорота в один и тот же сезон на протяжении многих лет могут представлять научный и практический интерес. В дальнейшем, представленные результаты, полученные в ходе натурных наблюдений, включая попутные, могут быть использованы как для продолжения мониторинга за энергообразующим квазистационарным Лофотенским вихрем, так и для подтверждения теоретических оценок и различных гипотез о пространственно-временной изменчивости характеристик данной внутритропической линзы.

Список литературы

Алексеев В.А., Иванов В.В., Репина И.А., Лаврова О.Ю., Станичный С.В. Конвективные структуры в Лофотенской котловине по данным спутников и буев Арго // Исследования Земли из космоса. – 2016. – № 1. – С. 90-104.

Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Норден Ю.Е., Ожигин В.К. Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // Вестник СПбГУ. – 2014. – Сер. 7. – Вып. 2. – С. 108-121.

Белоненко Т.В., Башмачников И.Л., Колдунов А.В., Куйбин П.А. О вертикальной компоненте скорости в Лофотенском вихре Норвежского моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2017. – № 53 (6). – С. 728-737.

Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Сентябов Е.В., Карсаков А.Л. Термохалинная структура Лофотенского вихря Норвежского моря на основе экспедиционных исследований и по данным гидродинамического моделирования // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2018. – № 63 (4). – С. 502–519.

Зинченко В.А., Гордеева С.М., Собко Ю.В., Белоненко Т.В. Мезомасштабные вихри Лофотенской котловины по спутниковым данным // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2019. – № 12 (3). – С. 46-54.

Иванов В.В., Кораблев А.А. Формирование и регенерация внутритропической линзы в Норвежском море // Метеорология и гидрология. – 1995а. – № 9. – С. 102-110.

Иванов В.В., Кораблев А.А. Динамика внутритропической линзы в Норвежском море // Метеорология и гидрология. – 1995б. – № 10. – С. 55-62.

Кораблев А.А. Структура водных масс и изменчивость океанографических характеристик Норвежского и Гренландского морей. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. СПб. – 2001. – 23 с.

Сентябов Е.В. Опыт использования температурно-акустических разрезов в международных экосистемных съемках для анализа распределения пелагических рыб Норвежского моря // Труды ВНИРО. 2018. – Вып. 174. – С. 105-111.

Dugstad J., Fer I., La Casce J., Sanchez de La Lama M., Trodahl M. Lateral Heat Transport in the Lofoten Basin: Near- Surface Pathways and Subsurface Exchange // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2019. – Vol. 124. – Issue 5. – P. 2992-3006.

Köhl A. Generation and stability of a quasi-permanent vortex in the Lofoten Basin // Journal of Physical Oceanography. – 2007. – Vol. 37. – P. 2637-2651.

Raj R.P., Chafik L., Nilsen J.E., Eldevik T., Halo L. The Lofoten Vortex of the Nordic Seas // Deep Sea Research I. – 2015. – Vol. 96. – P. 1-14.

Søiland H., Rossby T. On the structure of the Lofoten Basin Eddy // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2013. – Vol. 118. – P. 4201-4212.

Volkov D., Kubryakov A., Lumpkin R. Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model // Deep Sea Research I. – 2015. – Vol. 105. – P. 142–157.

Yu L.S., Bosse A., Fer I., Orvik K. A., Bruvik E. M., Hessevik I., Kvalsund K. The Lofoten Basin eddy: Three years of evolution as observed by Seagliders // Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Vol. 122. – P. 6814-6825.

СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ В
РЫБОПРОМЫСЛОВЫХ АКВАТОРИЯХ ЦЕНТРАЛЬНО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ.

SATELLITE MONITORING OF THE TEMPERATURE CONDITIONS IN THE FISHING
AREAS OF THE CENTRAL-EASTERN ATLANTIC

**Барканова Татьяна Борисовна¹, Ванюшин Георгий Петрович¹,
Кружалов Михаил Юрьевич¹**

¹ *Всероссийский научный исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии / ФГБНУ «ВНИРО»/ г.Москва*

Barkanova T.B.¹, Vanyushin G.P.¹, Kruzhalov M.Y.¹

¹ *Russian Federal Research Institute Of Fisheries and Oceanography / VNIRO / Moscow*

Введение

На сегодняшний день системы дистанционного зондирования Земли с успехом выполняют роль технических средств промысловой разведки, которые способны обеспечить высокую степень периодичности и точности измерений основных гидробиологических параметров рыбопромысловых акваторий: температуры поверхности океана (ТПО), цветности воды, солености, направления и скорости течений, уровня поверхности океана.

Начиная с 2004 года в Отделе спутникового мониторинга среды обитания ФГБНУ ВНИРО ведется мониторинг температурных условий в основных промысловых районах Центрально-Восточной Атлантики (ЦВА). Мониторинг основан на анализе оперативной спутниковой информации в ИК-диапазоне и подспутниковых квазисинхронных измерениях температуры поверхности океана (ТПО). За 18 лет накоплена обширная база данных, включающая в себя еженедельные карты ТПО ЦВА в аналоговом и цифровом видах, карты комплексного ежемесячного анализа ТПО ЦВА (среднемесячные карты распределения ТПО, аномалий, тенденций и разницы с прошлыми годами). Имея оперативную информацию (карты ТПО недельной дискретности) и многолетнюю базу данных ТПО, можно осуществлять оперативный мониторинг основных факторов, оказывающих влияние на формирование биопродуктивности и промысел водных биологических ресурсов (ВБР) в прибрежных районах Марокко и Мавритании, таких как: пространственно-временное расположение и интенсивность прибрежных ядер апвеллинга и динамики Сенегало-Мавританского фронта (СМФ), а так же оценивать среднемесячную, сезонную и межгодовую их изменчивость.

Данные, методы, результаты

Основу мониторинга ТПО ЦВА составляют оперативные недельные карты ТПО, построенные на базе ежедневных спутниковых съемок, получаемых в цифровом виде с геостационарного ИСЗ «Meteosat» (Европейское Космическое Агентство), с разрешением 0,3x0,3 географ. градуса. Для обработки спутниковых данных используется гистограммный метод обработки и выборки ИК-информации в цифровом виде при восстановлении температуры моря. Валидация спутниковых данных осуществляется на базе сравнительного анализа с «квазисинхронными» данными ТПО, полученными с судов и буев и береговых станций «in situ», поступающих из Центра Мировых данных (г. Москва) в реальном масштабе времени [Ванюшин и др., 2005]. Каждая карта вносится в базу данных в цифровом и аналоговом видах. На сегодняшний момент это порядка 900 цифровых и 900 аналоговых карт ТПО ЦВА недельного разрешения (рис.1).

Для осуществления среднемесячного анализа температурных условий строятся среднемесячные карты ТПО, карты тенденций и аномалий ТПО, цифровые матрицы этих карт с расчетом ТПО по полуградусным квадратам до 0,1°C, а аналоговые карты - с сечением изотерм – 0,5 - 1,0°C. На данный момент в базе данных находится около 1000

аналоговых и столько же цифровых карт анализа ТПО ЦВА. Образцы карт ежемесячного комплексного анализа ТПО представлены на рис.2.

Используя карты ТПО недельной дискретности, карты аномалий и тенденций ТПО различной дискретности и оперативную аналоговую информацию в ИК- диапазоне, можно уверенно вести мониторинг ядер апвеллинга (т.е. контролировать момент возникновения, время существования, площадь и интенсивность действия) а так же осуществлять мониторинг пространственно-временной динамики Сенегало-Мавританского фронта.

Важным фактором, оказывающим влияние на ход промысла в районе ЦВА у побережья Северо-Западной Африки, является прибрежный апвеллинг, ядра которого являются зонами повышенной биологической продуктивности. Учитывая, что наличие ячеек апвеллинга не является постоянным (они могут то возникать, то пропадать, смещаться южнее или севернее, могут изменяться их площадь и интенсивность), информация о их координатах и динамике является очень важной для рыболовного флота, ведущего промысел таких объектов, как скумбрия, сардина и ставрида (рис.3).

Сенегало-Мавританский фронт (СМФ) – это фронтальная зона, которая формируется в результате взаимодействия теплых вод северной ветви Межпассатного противотечения и холодных вод Канарского течения. Эта зона повышенного меридионального градиента совершает сезонные перемещения. Пространственно-временная динамика СМФ, среднее положение которого определяет, как принято считать, изотерма 24°C, существенно влияет на характер сезонного распределения и миграции основных промысловых объектов [Лукацкий, Маслянкин, Сус, 2007]. На рисунке 4 представлена динамика СМФ в 2019 году.

Заключение

Используя карты ТПО недельной дискретности, карты аномалий ТПО различной дискретности и оперативную аналоговую информацию в ИК- диапазоне, можно уверенно вести мониторинг изменчивости температурных условий в промысловых районах Центрально-Восточной Атлантики. При этом, под контролем всегда остаются одни из основных факторов, влияющих на формирование промысловых скоплений ВБР и ход их промысла, это - ядра апвеллинга и флуктуации Сенегало-Мавританского фронта.

Накопленная база данных карт ТПО может использоваться в прогностических целях при оценке влияния температурных условий на формирование биопродуктивности и промысел водных биологических ресурсов в ЦВА.

Постановка промысловых судов на оперативное информационное обеспечение об изменчивости и динамике ТПО поверхностных вод дает возможность существенно повысить эффективность промысла ВБР [Ванюшин и др., 2009; Клочков и др., 2002].

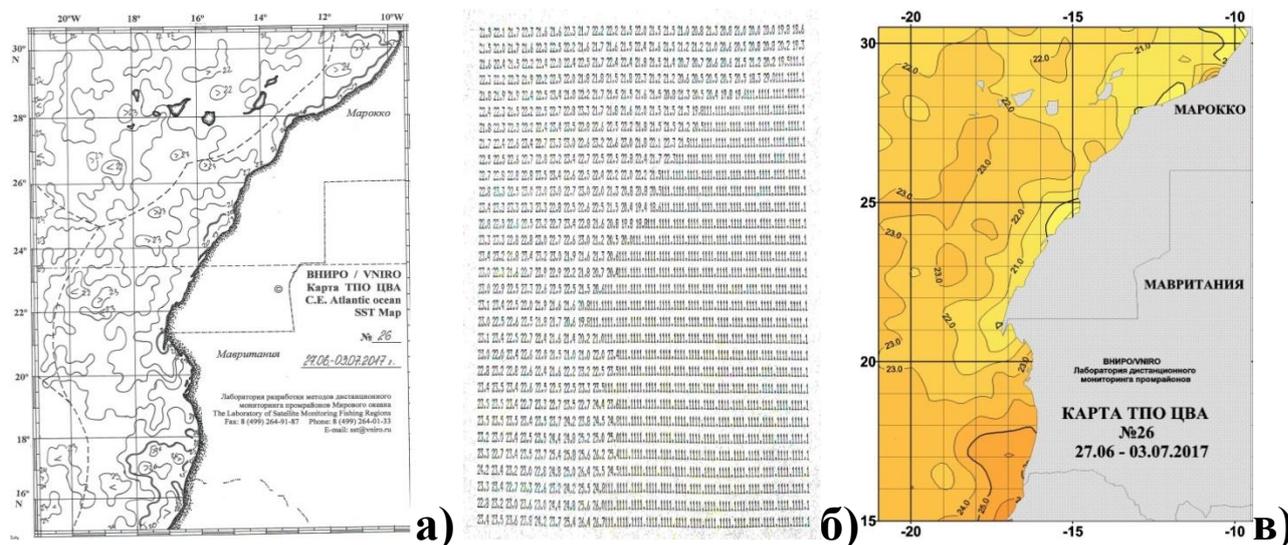


Рис 1. Примеры недельных карт ТПО ЦВА в аналоговом (а, в) и в цифровом (б) видах.

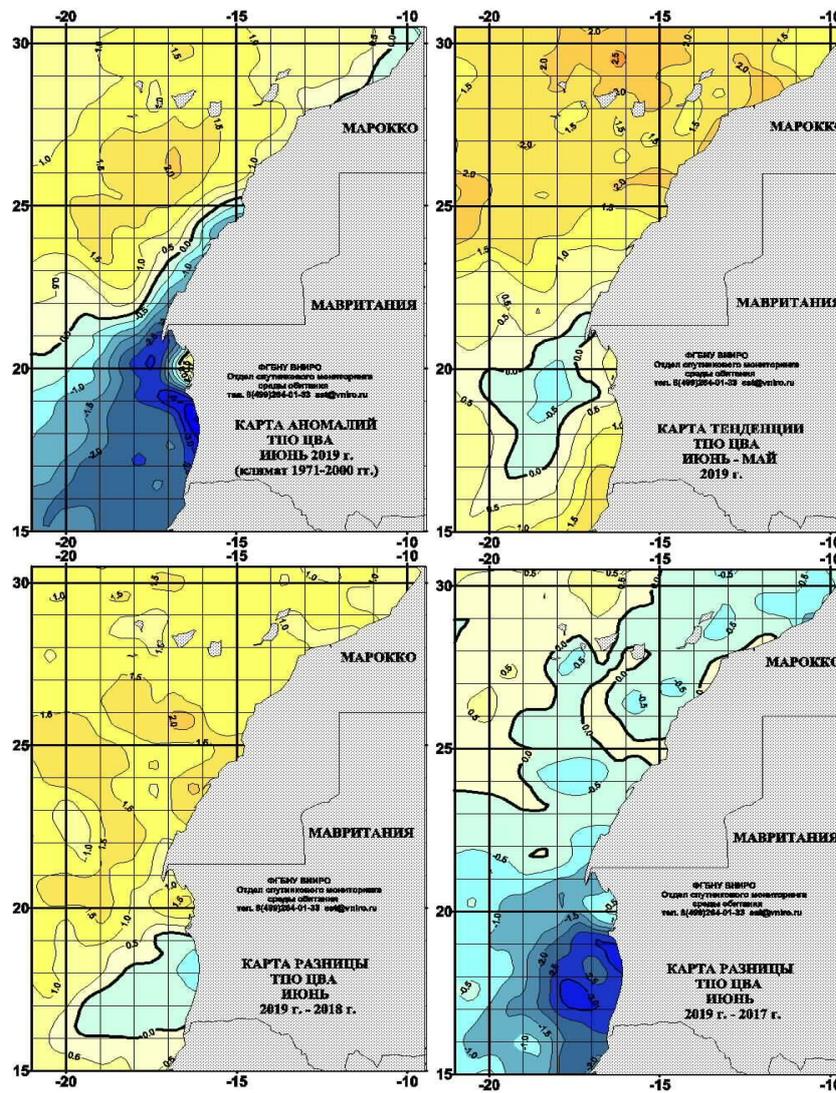


Рис 2. Комплект карт среднемесячного анализа температурных условий в районе ЦВА в июне 2019 года.

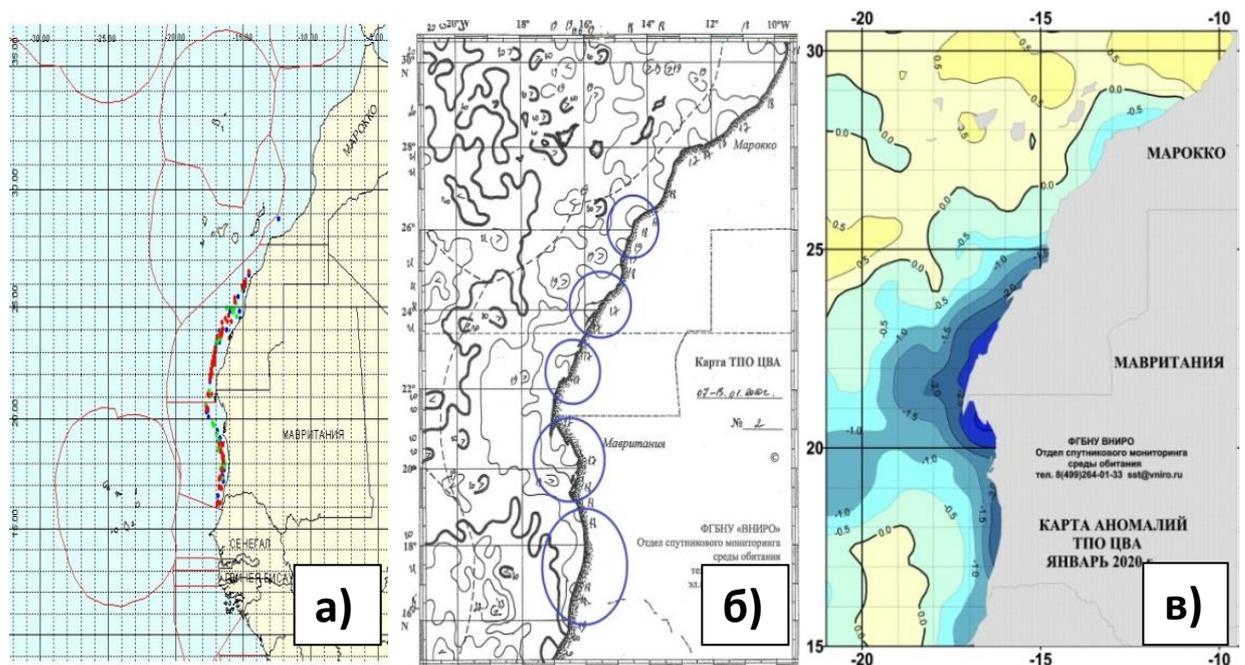


Рис. 3 Дислокация промысловых судов в районе ЦВА в зонах африканских государств в январе 2020 года по декадам (а), карта ТПО недельной дискретности (07-13.01.2020), на которой фиксируются ядра апвеллинга (б), карта аномалий ТПО в январе 2020 года (в).

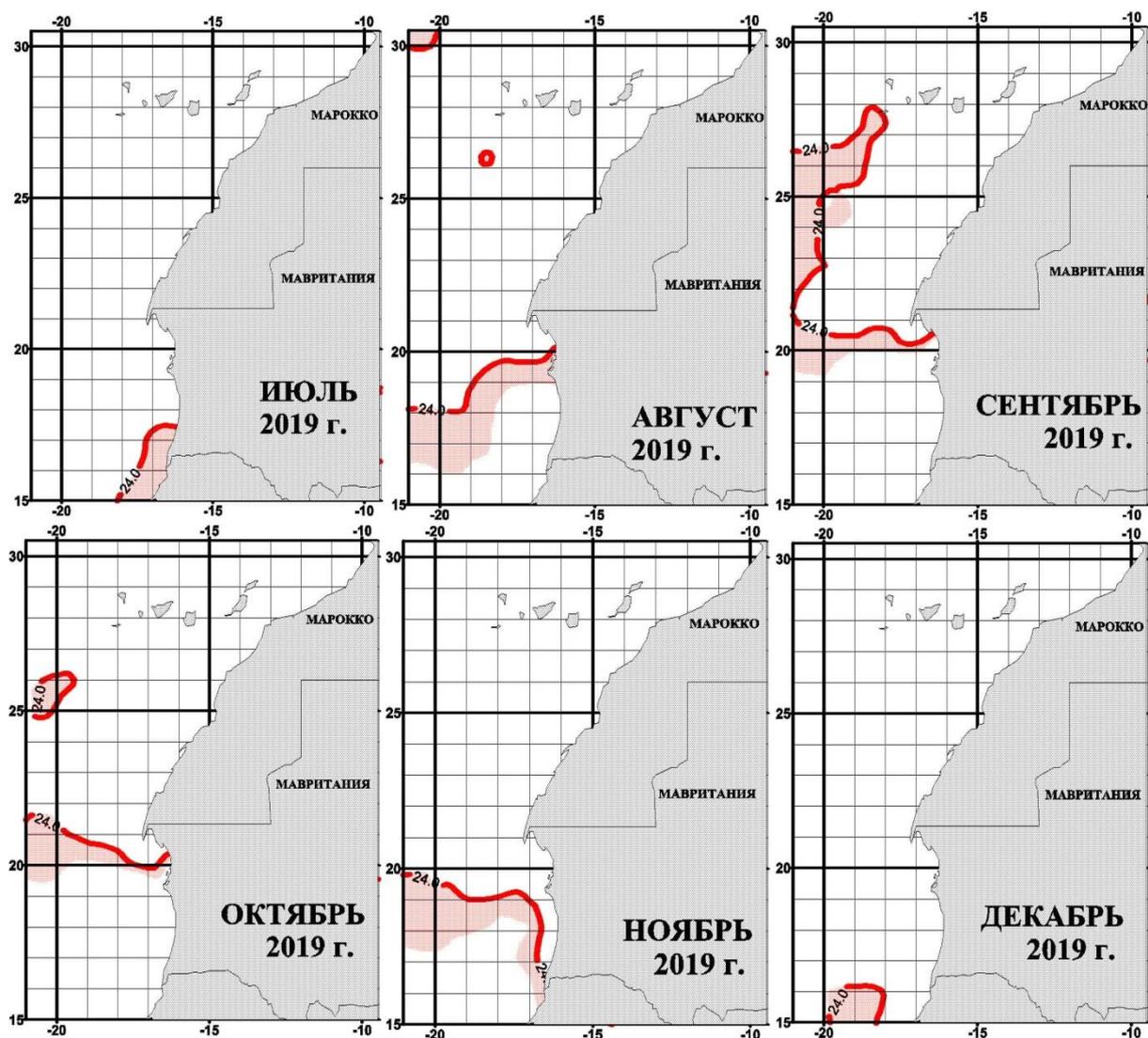


Рис 4. Динамика пространственно-временного положения Сенегало-Мавританского фронта в 2019 году.

Список литературы

Ванюшин Г.П., Котенев Б.Н., Кружалов М.Ю., Трошков А.А., Барканова Т.Б., Булатова Т.В., Царева В.А., Коробочка А.А., Марков С.Н. Спутниковый мониторинг температурных условий промысловых районов Мирового океана.// Программа ВНИРО. Москва, изд. ВНИРО, 2005 г., 48 стр.

Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю., Булатова Т.Б. Спутниковое информационное обеспечение мониторинга температурных условий в промысловых районах Центрально-Восточной Атлантики. Сб.: Вопросы промысловой океанологии, вып. 6., №1. Москва, изд. ВНИРО, 2009 г., с. 140-149.

Клочков Д.Н., Мишкин В.М., Цицкалс М.К., Шатохин Б.М. Современная система промыслово-океанографического мониторинга, как основа сырьевых исследований и эффективной работы флота // Тез. докл. XII Междунар. конф. по промысловой океанологии. Калининград, 2002. С. 111-113.

Лукацкий В.Б., Маслянкин Г.Е., Сыс М.М. Методические подходы к прогнозированию промысловой обстановки в Центрально-Восточной Атлантике на примере исключительной экономической зоны Мавритании // Вопросы рыболовства. 2007. Т. 8. №2(30). С. 274-286.

ТЕЧЕНИЯ КОНТАКТНЫХ ЗОН АЗОВСКОГО МОРЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД 2020 Г.

Григоренко Клим Сергеевич¹, Олейников Евгений Петрович¹, Фролова Александра Денисовна²

¹*Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону*

²*Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону*

Введение

Режим солёности Азовского моря находится под влиянием пресного речного стока и вод, поступающих из Чёрного моря. Этот режим не отличается постоянством, т.к. речной сток в Азовское море испытывает межгодовые и сезонные климатообусловленные колебания водности [Кожина, Потапова, 1973]. Проблема периодических изменений солёности неоднократно рассматривалась ранее [Дашкевич и др, 2017, Гаргопа, Сарвилина, 2011]. В 2020 г. падение стока Дона привело к осолонению Азовского моря несравнимо больших масштабов, нежели в 70-е годы XX в. Изменения термохалинной структуры моря наиболее заметны в районах контакта Азовского моря и Дона – в Таганрогском заливе, а также Азовского и Чёрного морей – в Керченском проливе. Влияние Кубани заметно меньше, потому что она впадает в широкий Темрюкский залив. Воды Кубани быстро смешиваются с азовоморскими и остаются заметными только в относительно узкой вдольбереговой полосе.

Результаты экспедиционных исследований

В декабре 2020 г что расходы Дона в ст. Раздорской упали до 240 м³/с [Информационная система...]. В результате морские воды со солёностью более 10‰ наблюдались на расстоянии всего 5 км от устья. Градиент солёности вырос до 3,5 епс/км (рис. 1), чего не наблюдалось даже в период интенсивного фронтогенеза в Таганрогском заливе в 2018 г. Непосредственно в дельте получены значения солёности 1 – 2 епс, между островами Свиной и Бирючий, а сразу за устьевым створом солёность возросла до 2 – 3 епс.

Частые сгоны в устьевой области Дона позволяют предположить, что в наиболее глубоких частях залива должно существовать компенсационное течение, стремящееся выровнять водную поверхность. В восточной части Таганрогского залива, в 10 км к западу от Таганрога и Чумбур-косы в ноябре 2018 г и декабре 2020 г проведены съёмки параметров переноса вод на запад и на восток (рис. 4). Условия измерений в 2018 и 2020 гг достаточно сильно отличались. В 2018 г, 18-19 ноября, наблюдался слабый (2 м/с) восточный ветер и повышение уровня воды в Таганрогском заливе после ветрового сгона. 4 декабря 2020 г измерения проводились в активную фазу интенсивного сгона при восточном ветре 10 м/с. Это привело к падению уровня воды на метр и сокращению площади сечения разреза. Крайние северная и южная станции выполнялись немного ближе к соседним относительно сетки 2018 г. Оба раза зафиксирован значительный меридиональный перенос вод. В 2018 г измерения совпали с фазой «отката» масс воды после сгона из моря к реке. В 2020 инструментально измерено компенсационное (восточное) течение Таганрогского залива в условиях сильного сгона (верховки), заполняющее наиболее глубокую часть залива – затопленное русло Палеодона, с максимальной скоростью 13,3 см/с. Ядро сгонного (западного) течения располагалось южнее, было направлено на северо-запад, вдоль подводной оконечности Чумбурской косы. Максимальная скорость его восточной компоненты составила 19,2 см/с. Общее направления течений соответствует батиметрии залива. В придонном слое течение направлено вдоль изгибов долины. В приповерхностном - сгонное течение "растекается" по более широким и приглубым берегам Таганрогского залива, вдоль подводных кос (Чумбурская банка на южном берегу, Петрушино – на северном).



Рис. 1. Соленость предустьевое взморья дельты Дона 17.12.2020.

Измерения течений в северной части Керченского пролива в 2020 г (рис. 5) показали, что при восточном ветре формируется интенсивное вдольбереговое западное течение. Черноморские воды, с максимальными скоростями более 10 см/с, проходящие по понижениям дна, также отклоняются на запад. У Крымского берега западное ветровое течение складывается с придонным черноморским. Результирующий перенос, от поверхности до дна, направлен на северо-запад. Ядро течения расположено на глубине 7 – 8 м. Максимальная скорость достигла 27 см/с. Максимальная скорость северной компоненты составила 22,8 см/с в сторону Черного моря. Ядро переноса на юг располагалось в придонном горизонте, в пяти километрах от западной границы разреза. Максимальная скорость восточной компоненты достигла 36,4 см/с на запад. Максимум расположен на глубине 4 м, в трех километрах от восточной границы разреза.

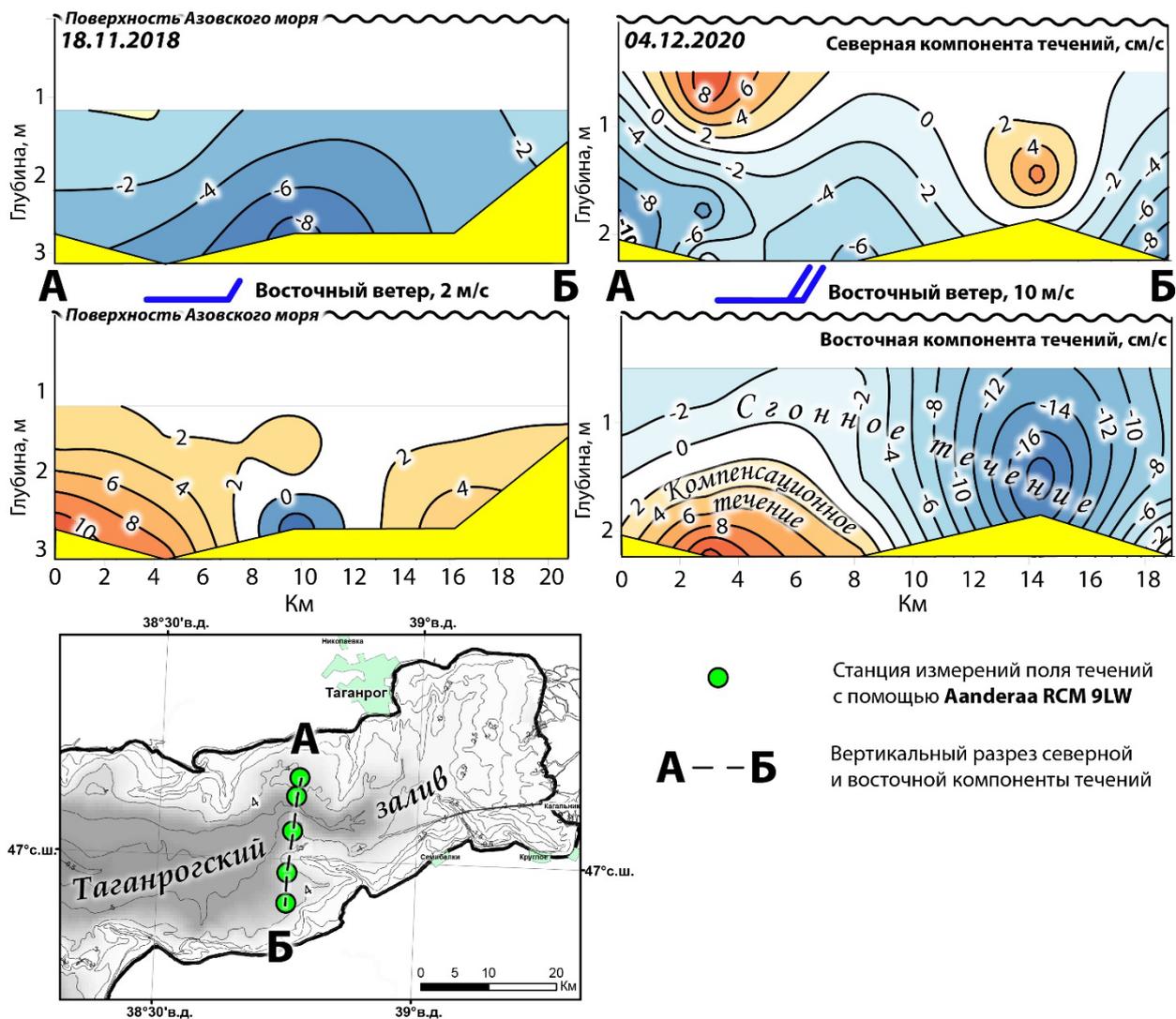


Рис. 2. Разрез течений в восточной части Таганрогского залива 18-19.11.2018 и 04.12.2020.

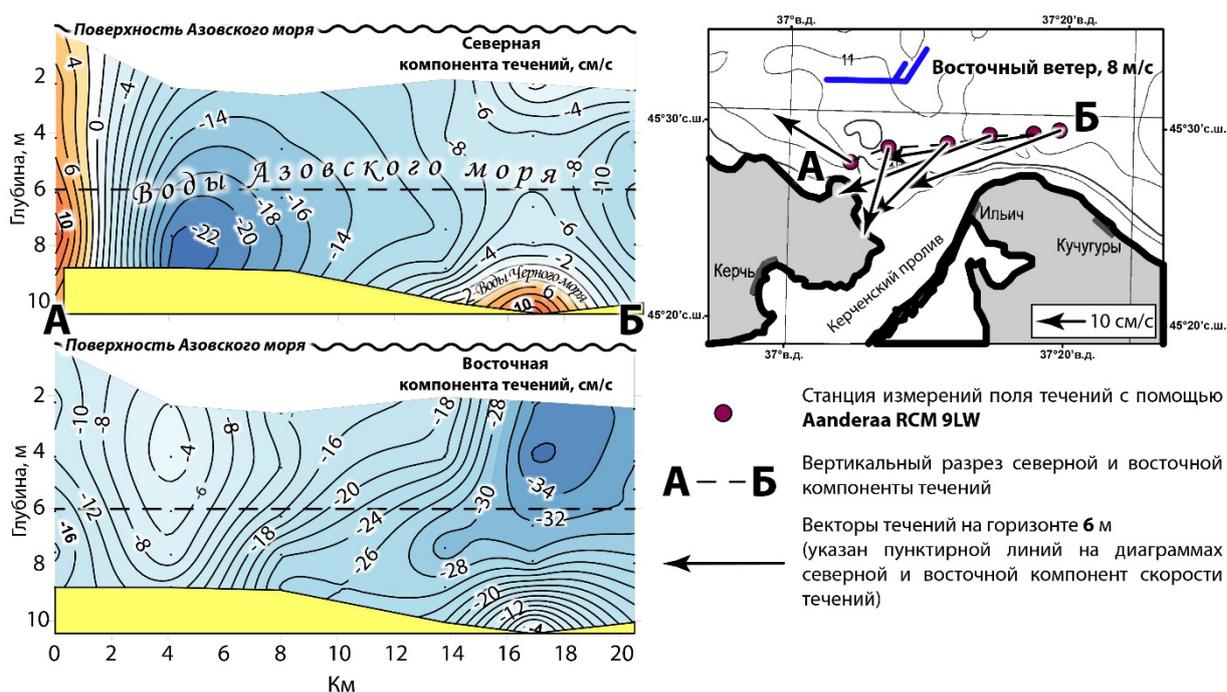


Рис. 3. Течения в северной части Керченского пролива 12.12.2020.

Обсуждение и выводы

Исследования 2018 - 2020 гг позволяют оценить масштабы не всех типов стратификации течений в Керченском проливе и Таганрогском заливе. Теоретические оценки [Иванов и др, 2011, Фомин и др, 2015], при минимальном количестве измерений, позволяют достаточно грубо оценить объем вод и направление переноса через Керченский пролив при сильном и слабом западном ветрах, а также на этапах усиления, ослабления, и смены направления ветров. Для Таганрогского залива остаются неосвещенными скорости и объемы течений в период половодья, при нагонном, а также при ветрах зональных направлений.

Список литературы

1. *Кожина З.М., Потапова О.Н.* (ред). Ресурсы поверхностных вод СССР, том 7. Донской район. 1973. Ленинград, Гидрометеиздат. 459 с.
2. *Дашкевич Л.В., Бердников С.В., Кулыгин В.В.* Многолетнее изменение средней солености Азовского моря // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 5. С. 563-572.
3. *Гаргона Ю.М., Сарвилина С.В.* Климатические изменения зообентоса Азовского моря в условиях антропогенных воздействий // Водные ресурсы, 2011, том 38, No 6, с. 698–706.
4. Информационная система по водным ресурсам и водному хозяйству бассейнов рек России [Электронный ресурс] 2014 Информационно-аналитический Центр Регистра и Кадастра. URL: <http://gis.vodinfo.ru/>
5. *Иванов В.А., Черкесов Л.В., Шульга Т.Я.* Экстремальные отклонения уровней и скоростей течений, вызываемые постоянным ветром в Азовском море // Морской гидрофизический журнал. 2011. №2. С. 24–32.
6. *Фомин В.В., Полозюк А.А., Фомина И.Н.* Моделирование циркуляции вод Азовского моря с учетом речного стока // Морской гидрофизический журнал. 2015. №1. С. 16 – 28.

Океанология

Стендовые доклады

Oceanology

Poster presentations

УДК 574.55: 551.464.32(268.53)

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К ИССЛЕДОВАНИЮ БИОЛОГИЧЕСКОЙ
ПРОДУКТИВНОСТИ МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ
СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ.

NEW APPROACHES TO STUDYING THE BIOLOGICAL PRODUCTIVITY OF
MARINE ECOSYSTEMS USING STABLE ISOTOPES.

Пастухов Иван Александрович¹, Намятов Алексей Анатольевич^{1,2}

Pastukhov Ivan Alexandrovich¹, Namyatov Alexey Anatolievich^{1,2}

¹*Мурманский Морской Биологический Институт Российской Академии Наук*

²*ООО «ФЕРТОИНГ»*

¹*Murmansk Marine Biological Institute of Russian Academy of Sciences.*

²*ООО "FERTOING"*

Введение

Современные методы оценки биологической продуктивности основаны на исследованиях, выполненных в прошлом столетии. В работах А.П. Виноградова [Виноградов, 1939], Р. Флеминга [Sverdrup et al., 1942] и Л. Купера [Cooper, 1937, 1938] представлены величины содержания фосфора и азота в фитопланктоне и в воде. Обобщение этих исследований представлено в монографии Химия океана [Химия океана, 1979] рядом авторов. В более поздней работе Сапожникова В.В. и Метревели М.П. [Сапожников, 2015] подробно рассмотрена история создания стехиометрической модели органического вещества. В ней показано, что «стехиометрическая модель позволила сделать гидрохимию количественной наукой, способной рассчитать величину первичной продукции по утилизированному фитопланктоном количеству фосфатов, нитратов или кремния, способной оценить скорость регенерации биогенных элементов, имея данные по количеству потребленного кислорода и т. д.».

Современные методы определения биологической продуктивности основаны на определении разницы между измеренным количеством биогенного элемента и количеством фосфора, азота и кремния, которое «находилось в данном объеме воды в момент формирования его физико-химических свойств в поверхностном слое океана». В ряде работ эти величины называют преформ-концентрациями (преформ-фосфаты (P_p), преформ-нитраты (N_p) и преформ-силикаты (Si_p). Расчет преформ-концентраций основан на применении стехиометрический коэффициентов для фосфора, азота и кремния к кислороду [Аржанова и др., 1995, Кивва 2014]. Преформ-концентрация является той точкой отсчета содержания биогенного элемента, от которой идет убывание этой величины в процессе фотосинтеза.

$$C_i^P = C_i^m - K_i \times \Delta O \quad (1)$$

где C_i^P – преформ i –го элемента (фосфат, нитрат, кремний); C_i^m – измеренная величина i –го элемента; ΔO – дефицит кислорода; K_i – коэффициент, рассчитанный из стехиометрического соотношения i –го элемента.

Этот метод применялся для оценки биологической продуктивности различных акваторий Мирового океана от Берингова моря [Кивва. 2014] до вод окружающих Антарктиду [Батрак, 2009].

Для использования по этой методики необходимо знать зимние концентрации биогенных элементов, предшествующие весеннему цветению фитопланктона. В работах по Берингову морю эти концентрации определяются концентрациями на нижней границе холодного промежуточного слоя, положение которого изменялось от 40 до 170 м. В работах по акваториям вод окружающих Антарктиду эта концентрация определялась как средневзвешенная величина в слое осенне-зимнего конвективного перемешивания. Такие подходы не всегда применимы по нескольким причинам:

1. Когда глубина моря меньше слоя осенне-зимнего конвективного перемешивания;
2. Эвфотический слой состоит из одной водной массы, распресненной речным стоком с высоким содержанием кремния, а низлежащая водная масса образована в основном более «морскими» водами, с низким содержанием кремния, как в море Лаптевых или Карском;
3. В верхнем слое много талых вод, что само по себе приводит к уменьшению концентраций биогенных элементов;
4. Локальные отличия истинной стехиометрии формирования первичной продукции от теоретической;
5. Круговорот биогенных веществ в пределах расчётного слоя.

В работе Титова О.В. [Титов, 2003] точка отсчета определялась как «предстартовое содержание минерального фосфора в водной толще в районах, освободившегося от ледового покрова...». Такой подход также не является идеальным по нескольким причинам. Во-первых в Баренцевом море есть районы, в которых отсутствуют ледовые явления. Во-вторых, как показано в работах Мурманского морского биологического института РАН: «В период, предшествующий весеннему цветению фитопланктона, на границе сезонных льдов, показано наличие “прикромочного эффекта”, который проявляется в виде повышенного обилия микроводорослей в верхнем 50-метровом слое непосредственно на ледовой кромке и закономерного снижения количественных показателей по мере удаления от нее». [Макаревич П.Р., Олейник А.А., 2017]. Т.е. весенняя фотосинтетическая активность начинается еще при наличии ледяного покрова.

Определение точки отсчета концентраций биогенных элементов от которой рассчитывается биологическая продуктивность в методиках, используемых в настоящее время имеет некоторую неопределенность. Представляемая работа как раз направлена на решение этой задачи. Полученная «консервативная» концентрация не зависит ни от глубины моря в точке расчета, ни от времени года, ни от вертикального взаимного расположения различных водных масс.

Результаты

Даже с учётом «неопределенностей», представленных выше, такой подход к оценке продукции предпочтителен для рыбохозяйственных исследований, так как позволяет оценить количество органического вещества, доступного для перехода на более высокие трофические уровни.

Научная новизна представляемой работы состоит в разработке, опробовании и применении новой методики оценки определения биологической продуктивности морских экосистем (продукции фитопланктона), основанной на совершенно другом принципе, который не зависит ни от глубины нижнего слоя фотосинтеза, и по крайней мере, частично независим от

теоретических (средних) стехиометрических соотношений. Истинные стехиометрические соотношения, для данной локальной акватории, для минеральных форм азота фосфора и кремния, участвующих в процессе фотосинтеза, при наличии произвольного видового состава фитопланктона, могут быть вычислены как результат использования данной методики. Предлагаемая методика применима как для случая потребления минеральной фазы биогенных элементов (процесс фотосинтеза), так и для случая поступления в результате минерализации органического вещества или обмена с придонными слоями, когда средние стехиометрические соотношения нарушены.

Суть методики состоит в следующем: по величинам солености и значениям трассеров ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^3\text{H}$) рассчитываются величины содержания базовых вод – атлантических, речных и ледовых (талых или изъятых при ледообразовании). Методы подобных расчетов описаны во многих работах, как за рубежом, так и у нас в стране (с некоторыми корректировками при преобладании процессов ледообразования, обоснованными Российскими учеными). Одно из последних обобщений данных методик представлено в работе Намятова А.А. [Namyatov, 2021]. Используя уравнение смешения трех водных масс, по величинам средних концентраций биогенных элементов (фосфора-фосфатного, азота-нитратного и кремния-силикатного) в базовых водах и величинам содержания самих базовых вод, рассчитывается «консервативная» концентрация отдельного элемента (2). Расчеты консервативной или теоретической концентрации уже применялись в ряде работ [Маккавеев и др., 2010], но с другим способом определения начальных (конечных) концентраций. Кроме того, в данных работах не были учтены процессы ледообразования и в особенности ледотаяния. Данная величина (консервативная концентрация) обусловлена только смешением базовых вод и не зависит от времени года [Namyatov et al, 2020].

$$f_a \times C_a + f_r \times C_r + f_i \times C_i = C_k \quad (2)$$

где, C_a – концентрация исследуемого элемента в «чисто» атлантических водах; C_r – концентрация исследуемого элемента в «чисто» речных водах; C_i – концентрация исследуемого элемента в «ледовых» водах; C_k – консервативная концентрация исследуемого элемента; i – индекс, указывающий, что это лед.

В таком случае разница между измеренной и «консервативной» концентрацией отдельного элемента, является значением близким по смыслу к значениям преформ концентраций, применяемой в настоящее время методики определения биопродуктивности в системе ВНИРО [Кивва, 2014].

Заключение

Методика апробирована в экспедиции ММБИ РАН в Баренцевом море в апреле-мае 2021 года и показала хорошо интерпретируемые результаты. Новый подход к анализу гидрохимических и гидробиологических данных с помощью представляемой методики позволит:

- Получать реальные стехиометрические соотношения элементов для различных типов таксонометрической структуры фитопланктона;
- Получать реальные стехиометрические соотношения элементов всей совокупности окисляемого органического вещества в придонном слое (фитопланктон, зоопланктон, зообентос и т.д.);
- Сравнить значения полученных концентраций биогенных элементов с расчетными величинами (консервативными) и позволит уточнить величины продукции органического

вещества различных акваторий на различных этапах годового сукцессионного цикла фитопланктона;

- Выделить наиболее продуктивных районов, как Баренцева моря, так и других морей.

Список литературы

Аржанова Н. В., Зубаревич В. Л., Сапожников В. В. 1995. Сезонные изменения запасов биогенных элементов в эвфотическом слое и оценка первичной продукции в Беринговом море // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря. Сб. науч. трудов. М.: Изд-во ВНИРО. С.162–179.

Батрак К.В. Гидрохимические показатели структуры и биопродуктивности вод Антарктики. АВТОРЕФЕРАТ диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. Москва – 2009. С. 26

Океанология. Химия океана т. 1. //Ред. О.К. Бордовсий, В.Н. Иваненков. Издательство. «Наука».1979.С. 518.

Виноградов А. П. 1939. Химический состав планктона. Сообщение 3 // Тр. Биохим. лаб. АН СССР. С..189–213

Виноградов А. П. 1953. Элементарный химический состав морских организмов. М. : Изд-во АН СССР. 189 с.

Кивва К. К.. Оценка первичной продукции Берингова моря с использованием нового подхода//Труды ВНИРО. 2014 г. Том 152. С. 73-84.

Макаревич П.Р., Олейник А.А. Фитопланктон Баренцева моря в весенний период: состав и структура в районе ледовой кромки //Труды Кольского научного центра. Океанология. Вып.4. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2017. С. 50–58

Маккавеев П.Н., Стунжас П.А., Мельникова З.Г., Хлебопашев П.В., Якубов Ш.Х. Гидрохимическая характеристика вод западной части карского моря //Океанология. 2010. Т. 50. №5. С. 730-739.

Сапожников В. В., Метревели М. П. Стехиометрическая модель органического вещества – основа количественного изучения продукционно-деструкционных процессов в океане //Труды ВНИРО. 2015 г. Том 155. С. 134-145.

Титов О.В. Многолетние изменения гидрохимического режима и экосистемы Баренцева моря. Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. Полярный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н. М. Книповича (ПИНРО). Мурманск, 2003. С. 329.

Cooper L. H.N. 1937. On the Ratio of Nitrogen to Phosphorus in the Sea // J. Mar. Biol. Ass. U.K. V.22. P..177–182.

Cooper L. H.N. 1938. Redefinition of the Anomaly in the Nitrate-Phosphate Ratio // Mar. Biol. Ass. U.K. V..23. P..171–178.

Namyatov A.A. 2021. $\delta^{18}\text{O}$ as a tracer of the main regularities of water mass mixing and transformation in the Barents, Kara, and Laptev seas. Journal of Hydrology 593 (2021) 125813. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125813>

Victoria J. Hill, Patricia A. Matrai, Elise Olson, S. Suttles, Mike Steele, L.A. Codispoti, Richard C. Zimmerman. Synthesis of integrated primary production in the Arctic Ocean: II. In situ and remotely sensed estimates. Progress in Oceanography 110 (2013) 107–125

Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H. 1942. The Oceans, Their Physics, Chemistry and General Biology. NY :Prentice Hall Inc. 1087 p.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ ТОЛЩИНЫ МОРСКОГО ЛЬДА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД

MODERN FEATURES OF ICE THICKNESS VARIABILITY IN THE LAPTEV SEA

Кускова Екатерина Геннадьевна¹, Иванов Владимир Владимирович¹

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

Kuskova Ekaterina Gennadievna¹, Ivanov Vladimir Vladimirovich¹

¹ *Lomonosov Moscow State University*

Введение

В связи с тем, что длительные данные о толщине льда отсутствуют, мало известно о том, как изменилась общая масса морского ледяного покрова за последние десятилетия. Существующие ограниченные наблюдения с гидролокаторов верхнего обзора на подводных лодках и причалах, лазерных и радиолокационных альтиметров (спутниковых и авиационных) и других наблюдений *in situ* свидетельствуют о сокращении средней толщины ледяного покрова примерно с 3,6 до 1,3 м за период 1975-2012 годов (например, в [3]). Целью настоящей работы является исследование особенностей изменений толщины и сплоченности льда в море Лаптевых за временной интервал 2010-2020 г., когда данные спутниковых измерений толщины льда в Северном Ледовитом океане стали доступны на регулярной основе. Для достижения указанной цели были сформированы и проанализированы осредненные по площади моря Лаптевых временные ряды, а также распределения толщины и сплоченности льда в море Лаптевых в характерные годы.

Данные и методы

В работе использовались данные спутника Cryosat-2. Он предоставляет данные о полярных ледяных шапках и отслеживает изменения толщины льда с точностью измерений 0,44 м [1], с горизонтальным разрешением 250 м и временной дискретностью измерений 50 микросекунд. Спутник был запущен 8 апреля 2010 [4].

Основным инструментом спутника является интерферометрический радиолокационный альтиметр SAR (Interferometric Radar Altimeter SIRAL). Он измеряет «freeboard» - разницу в высоте между морским льдом и окружающей водой. По надводному борту вычисляется толщина льда на основе уравнения гидростатического равновесия.

Рассматриваемые в работе данные спутниковых измерений поступают из Центра NSIDC (National Snow and Ice Data Center, Боулдер, США) в netCDF формате [2]. Набор данных содержит оценки толщины и концентрации арктического морского льда, свободного льда и шероховатости поверхности, а также плотности и глубины снега, полученные из синтетического интерферометрического радиолокационного альтиметра ESA CryoSat-2 (SIRAL). Данные предоставляются ежедневно по 25-километровой сетке с октября по май [2]. Измерения не проводятся в другие месяцы, так как при таянии поверхности льда прибор имеет большую ошибку.

В результате дальнейшей обработки данных рассчитывались средняя толщина и средняя сплоченность. Оригинальная фортран-программа, разработанная в ААНИИ, считывает данные в узлах регулярной сетки, где имеются данные толщины и сплоченности льда и выполняет пространственное осреднение за каждый момент времени по всей

акватории моря Лаптевых. Результирующий файл содержит последовательность средних значений в хронологическом порядке и используется для построения соответствующих графиков временных рядов в программном пакете GRAPHER. Другая оригинальная фортран-программа используется для считывания и преобразования ежесуточных данных по толщине льда и сплоченности для дальнейшей визуализации в пакете SURFER.

Результаты и обсуждение

За рассматриваемый период средняя толщина льда моря Лаптевых составила 1,47 м. Наибольшая средняя толщина была зафиксирована в 2017-2018 и 2018-2019 - 1,50 м. В 2011-2012 минимальное значение 1,42 м. Наибольшая толщина льда достигалась в январе 2016 – 2,022 м в.

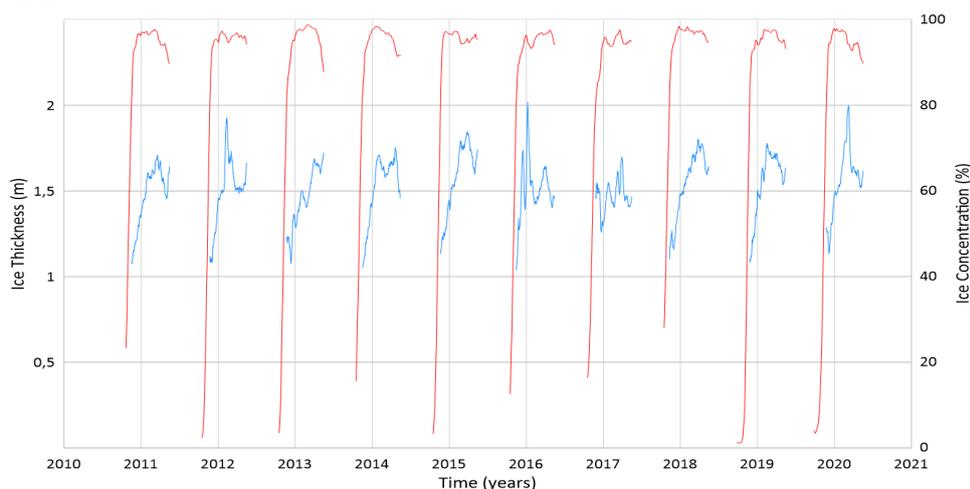


Рис. 1 Распределение толщины и сплоченности льда за 2010-2020 гг. Красным показаны данные сплоченности, синим – данные толщины.

За весь период минимум льда фиксируется преимущественно в начале наблюдений – конец октября-начало ноября. Однако 2016/2017 год отличается: в начале наблюдений отмечаются довольно высокие значения толщины (до 1,4 м) и минимум (около 1 м) наблюдается в середине ноября.

Далее следует постепенное увеличение толщины с небольшими флуктуациями (0,10-0,20 м). Чаще максимальное значение наблюдается в марте. Однако иногда оно смещается на январь (2011/2012, 2015/2016), на май (2012/2013) или на середину февраля (2018/2019). В основном в конце марта-апреле происходило уменьшение толщины (кроме 2013/2014 г), затем небольшой рост в мае.

В 2016/2017 и 2017/2018 наблюдаются отрицательные аномалии во второй половине холодного сезона (рис. 2).

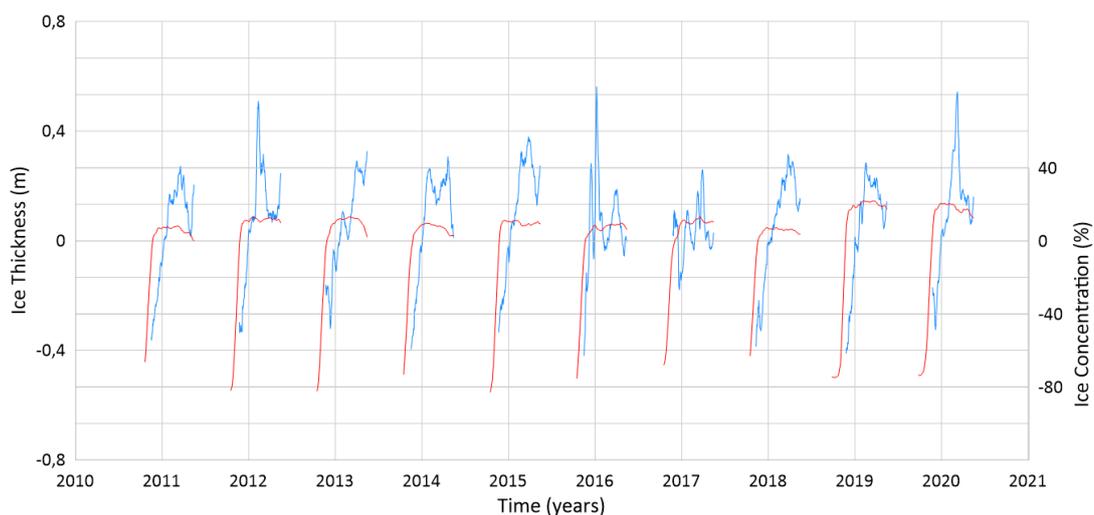


Рис. 2 Аномалии толщины и сплоченности за 2010-2020 гг. от средних значений за данный интервал времени. Красным показаны данные сплоченности, синим – данные толщины.

Толщина льда и сплоченность имеют положительную корреляцию 0,414. По отдельным годам корреляция меняется от очень слабой 0,058 (2016/2017) до сильной 0,838 (2018/2019).

В 2012, 2016, 2020 годах наблюдались максимальные значения толщины льда. Известно, что эти годы характеризовались минимальной сплоченностью льда в конце летнего сезона. Графики 2011/12 и 2019/20 имеют похожие черты: наблюдается довольно продолжительный период низкой сплоченности, затем постепенное нарастание льда в 2 этапа - небольшое замедление роста в конце декабря – начале января. Максимальная толщина была зафиксирована в 2012 в январе года (1,93 м), в 2020 – в марте (2,00 м). Далее следует постепенное сокращение толщины льда. 2015/16 год отличается более коротким периодом открытой воды, нарастание льда произошло быстро (с максимумом в первой половине января), к началу февраля толщина сократилась до 1,45 м (среднее по всей акватории), затем последовало нарастание до 1,65 м в марте-начале апреля и вновь уменьшение до 1,404 м вместе с уменьшением сплоченности до 0,8.

В январе 2016 фиксировалась наибольшая толщина льда. В 2019/20 году наблюдался почти абсолютный минимум по сплоченности по всей акватории моря. При этом, средняя толщина льда в эти два года примерно одинакова 1,45 м и 1,46 м, соответственно в 2015/16 и 2019/20 г.

Во внутритроговом цикле максимальная площадь открытой воды за период полученных данных приходится на октябрь 2019 года. В 2015 году она составляет свыше 335 тыс. км², тогда как в 2019-м почти вся площадь моря Лаптевых была свободна ото льда (кроме припая). К ноябрю покрытая льдом площадь морской акватории увеличивается и уже повсеместно толщина льда достигает 1 метра. В 2019 на юго-востоке моря, вблизи губы Буйор-Хая формируются небольшие площади льда выше 1,75 м. В декабре 2015 море Лаптевых практически полностью покрыто льдом с более чем 2-х метровой толщиной, местами до 3,5 м. В 2019 году ситуация значительно отличается: средняя толщина ледяного покрова равна 1,5 м и лишь местами достигает 2,5 метров в центре акватории. В январе наблюдается увеличение параметра в 2-х рассматриваемых годах, а в 2016 достигает максимальных средних значений за 2010-2020 – 2,02 м по всей акватории, местами толщина достигает 3,5 м (в 2020 – по всей акватории в среднем 1,5 м).

В 2015/16 году в ноябре, декабре и январе доминировали площади льда толщиной выше двух метров; к северу толщина уменьшалась. В 2019/20 году период с ноября по февраль характеризовался повсеместным увеличением значений толщины, однако, площадь, занимаемая двухметровым льдом значительно меньше; к северу толщина также уменьшается.

В феврале ситуация несколько меняется: в 2016 средняя толщина уменьшилась до 1,0 м (почти до ноябрьских значений), лишь к северо-западу от о. Котельный сохранился участок около 45 тыс. км² двухметрового льда. К марту площадь, покрытая 1,75 м увеличилась; только на западе моря, вблизи п-ва Таймыр начиналось увеличение площади более тонкого льда. В апреле 2016 уже более одной трети моря имеют толщину около метра и ниже, в 2020 году появляются небольшие области со значением 1-1,25 м в западной части.

Закономерное уменьшение толщины льда в 2019 году началось в марте. В этом месяце площадь, занимая льдом толщиной около 1,75 м значительно больше, чем в 2015 году. 2019-ый год (в особенности, с февраля по апрель) отличается большей неравномерностью распространения толщины: имеются области (размером в несколько десятков квадратных километров) с толщиной как больше 2-х, метров (в восточной части моря), так меньше 1-го метра на северо-западе моря.

В 2019 наблюдался более продолжительный период открытой воды в летний сезон. Можно предположить, что выделенная особенность связана с проявлением эффекта положительной обратной связи на сезонном масштабе [5]: длительный период открытой воды привел к возрастанию объема поглощенной коротковолновой солнечной радиации и ее аккумуляции в верхнем слое воды к началу холодного сезона – осени 2019-го. За счет наличия избыточного тепла в верхнем слое лед нарастает медленнее, что можно и заметить в 2019/20 году.

Выводы

На временном интервале 2010-2020 гг. средняя толщина льда моря Лаптевых менялась в довольно широких пределах: от 1,42 м (в 2011-2012) до 2,02 м (в январе 2016 г.). Средняя толщина льда составила 1,47 м. В 2015/16 и 2019/20 годы наблюдался максимум средней толщины льда, фиксировалась минимальная сплоченность в летний сезон. Однако, распределение толщины льда в течение года отличалось. Вероятнее всего, причина в разной длительности периода открытой воды в теплый сезон. В 2019/20 году он был продолжительнее, что привело к возрастанию объема поглощенной коротковолновой солнечной радиации и ее аккумуляции в верхнем слое воды к началу холодного сезона.

Заключение

Данная работа представляет обзор изменений толщины льда в море Лаптевых. Для понимания физических процессов, контролирующих эволюцию Арктики, необходим постоянный мониторинг за характеристиками льда по всем морям Северного Ледовитого океана.

Литература

[1] Смоляницкий В.М., Тюряков А.Б., Фильчук К.В., Фролов И.Е. Сравнительный анализ прямых измерений толщин льда и высот снега, наблюдений Cryosat-2 и численных оценок системы PIOMAS // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. №. 3. С. 337 — 348. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-337-348>.

[2] Kurtz, N. and J. Harbeck. 2017. CryoSat-2 Level-4 Sea Ice Elevation, Freeboard, and Thickness, Version 1. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. doi: <https://doi.org/10.5067/96J00KIFDAS8>.

[3] Rothrock D.A., Yu Y., Maycut G.A. Thinning of the Arctic Sea-Ice Cover // *Geophysical Research Letters*. 1999. Vol. 26 (23). P. 3469–3472.

[4] "CryoSat: an ice mission". European Space Agency. Retrieved 22 July 2010.

[5] Ivanov, V.; Varentsov, M.; Matveeva, T.; Repina, I.; Artamonov, A.; Khavina, E. Arctic Sea Ice Decline in the 2010s: The Increasing Role of the Ocean-Air Heat Exchange in the Late Summer. *Atmosphere* 2019, 10, 184. <http://dx.doi.org/10.3390/atmos10040184>

БАЛАНС ВИХРЕВОЙ ЭНЕРГИИ В РАЙОНЕ ИНТЕНСИВНЫХ
АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ.

EDDY ENERGETICS IN THE AREA OF INTENSE ANTICYCLONIC EDDIES OF THE
BLACK SEA

Пузина Оксана Сергеевна, Мизюк Артем Игоревич
Морской гидрофизический институт РАН

Puzina Oksana Sergeevna, Miziuk Artem Igorevich
Marine Hydrophysical Institute of RAS

Введение

Особенностью циркуляции в Черном море является обилие устойчивых мезомасштабных вихревых структур, формируемых в области струи Основного черноморского течения (ОЧТ). Среди них наиболее интенсивными и долгоживущими являются антициклонические вихри такие, например, Батумский или Севастопольский. Данные структуры расположены в акваториях Черного моря, отличающихся между собой как по характеристикам водных масс, так и по особенностям топографии дна Севастопольский вихрь образуется у бровки северо-западного шельфа (СЗШ). На характеристики вод в данном районе значительное влияние оказывает речной сток, а также наблюдается сильное выхолаживание вод в зимний период. В акватории прохождения Батумского вихря величина речного стока значительно ниже, однако здесь присутствует ряд особенностей рельефа дна, таких как Кизилيرмакский каньон, Самсунский хребет и Восточно-черноморский уступ с резкими свалом глубин в зоне шириной 50 км приблизительно до 1800 м.

Результаты численного моделирования позволяют провести энергетический анализ. Такой анализ является одним из инструментов для исследования механизмов и причин генерации вихрей.

Данные и методы

Численные расчёты проводились посредством модельного комплекса NEMO [1]. Расчетный домен представляет собой квазирегулярную сетку, покрывающую бассейны Черного, Азовского и Мраморного морей с шагом $1/96^\circ$ по широте и $1/69^\circ$ по долготе ($\approx 1,157$ км). Расчет проведен за период 2008-2009 г. В качестве атмосферного воздействия используются массив данных из системы службы Copernicus [<https://marine.copernicus.eu/>]. Более подробное описание эксперимента представлено в работах [2, 3].

В данной работе анализировались три области: район Батумского вихря (БВ), район образования Севастопольского вихря (СВ) (возле Крымского полуострова) и область расположенная юго-западнее относительно выше описанной. Третья зона была добавлена в следствии того, что Севастопольский вихрь перемещается в циклоническом направлении вдоль бровки шельфа (ВК) (рис. 1).

Уравнение баланса вихревой энергии [4] включает в себя вихревую кинетическую (и вихревую доступную потенциальную энергии (ВКЭ и ВДПЭ).

$$\frac{d}{dt} \left[\frac{\overline{u_i'^2}}{2} + \frac{g^2}{2N^2} \frac{\overline{\rho'^2}}{\rho_0^2} \right] = - \nabla \cdot \left(\frac{\overline{v' \vec{p}'}}{\rho_0} \right) - \overline{u'_i u'_j} \frac{\overline{\Delta u_i}}{\Delta x_j} - \frac{g^2}{\rho_0^2 N^2} \left(\overline{u'_i \rho'} \frac{\overline{\Delta \rho}}{\Delta x_i} \right) - \left(\overline{w' u'_i} \frac{\overline{\Delta u_i}}{\Delta z} \right)$$

где $\frac{\overline{u_i'^2}}{2}$ – это ВКЭ,

$$\frac{g^2}{2N^2} \frac{\overline{\rho'^2}}{\rho_0^2} \text{ – ВДПЭ,}$$

$$N^2 = \frac{-g}{\rho_0} \frac{d\rho}{dz} \text{ – частота Брента — Вэйсяля,}$$

$u' = u - \bar{u}$ и $v' = v - \bar{v}$ – пульсации горизонтальных компонент скорости,

\bar{u}, \bar{v} – осреднённые по времени горизонтальные компоненты скорости.

Первый член в правой части обозначает работу за счёт пульсации давления. Второй представляет преобразование энергии при баротропной неустойчивости (ВТИ). Отметим, что ВТИ отвечает за обмен между кинетической энергии средних течений (СКЭ) и ВКЭ. Если ВТИ > 0, то ВКЭ растёт за счёт СКЭ. При ВТИ < 0 энергия средних движений повышается за счёт энергии пульсаций. Третий член – бароклинная неустойчивость (ВСИ). ВСИ представляет собой преобразование между средней и вихревой доступной потенциальной энергии. Если ВСИ > 0, то растёт ВДПЭ благодаря доступной потенциальной энергии средних течений (СДПЭ) и наоборот в случае отрицательного ВСИ. Последний компонент – неустойчивость Кельвина-Гельмгольца (КГ). КГ зависит от средних вертикальных сдвигов и напряжения Рейнольдса в вертикальной плоскости. Следовательно, ВТИ и КГ являются компонентами генерации ВКЭ, в то время как ВСИ генерирует ВДПЭ. Период осреднения составляет 14 дней.

Результаты.

Сезонная изменчивость ВКЭ имеет следующий вид (рис. 2). В районе Батумского антициклонического вихря максимальные значения получены в зимний период, минимальное – лето-начало осени. В случае с Севастопольским антициклоном, в месте его образования, ВКЭ максимальна в конце зимы-начало весны, минимальна — осенью. При перемещении данного вихря, ВКЭ немного ослабевает. Высокие значения ВКЭ вихря у мыса Калиакра получены в осенний период, минимальные — летом. В области образования Севастопольского вихря ВКЭ выше по сравнению с ВКЭ в других исследуемых районах.

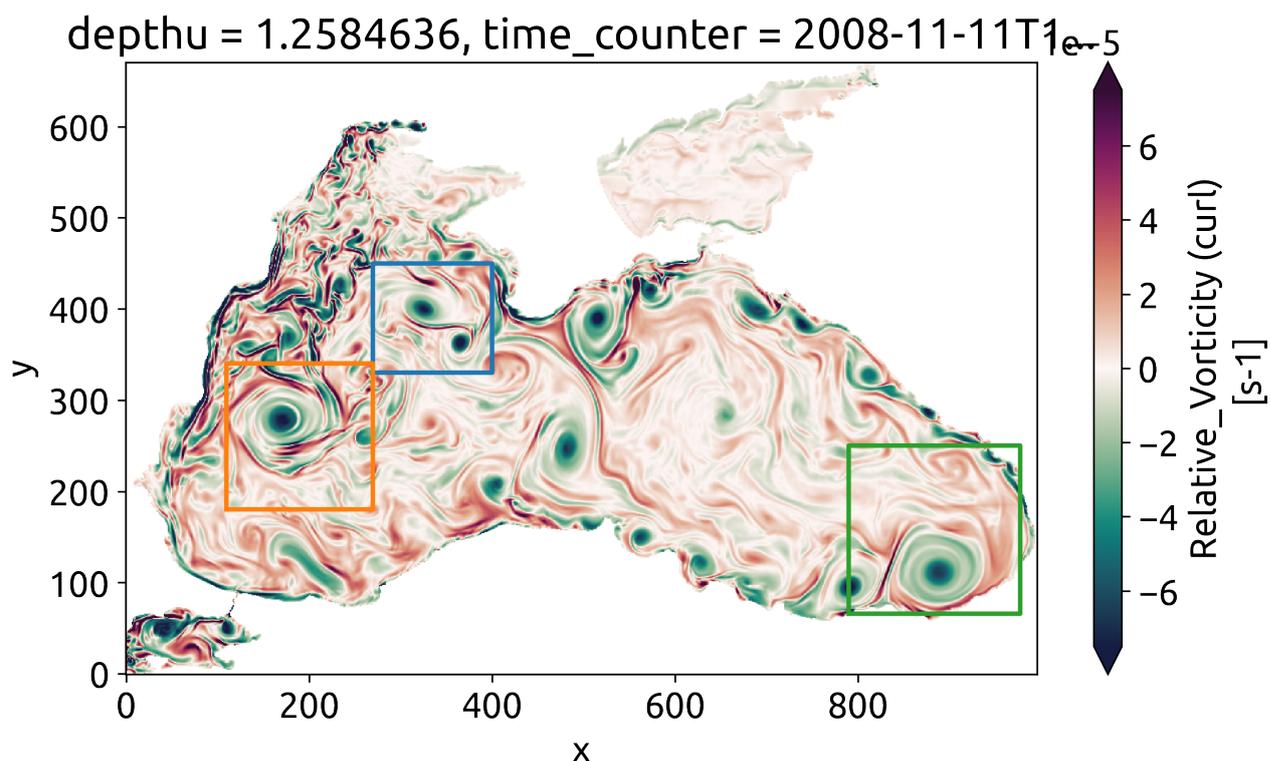


Рис. 1 Поле относительной завихренности с отмеченными областями исследуемых вихрей: зеленый прямоугольник – Батумский, синий – Севастопольский, оранжевый – Калиакра

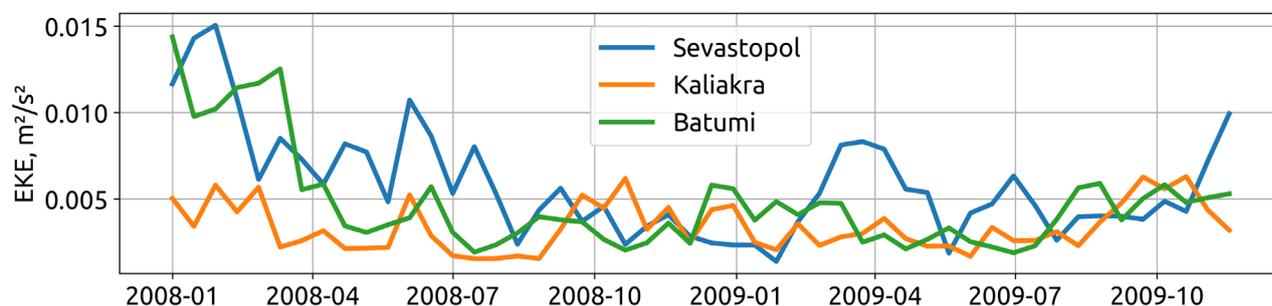


Рис. 2 Вихревая кинетическая энергия осредненная по районам: Батумского вихря, Севастопольского вихря, вихря Калиакра

Сезонная изменчивость ВДПЭ имеет следующий вид (рис. 3). Минимальные значения ВДПЭ для Севастопольского антициклона наблюдаются в феврале. Возможно это связано с конвекцией в данном районе. В СВ максимумы получены в сентябре и ноябре 2008 г. В это время наблюдается сильное выхолаживание вод в СЗШ. В районе Батумского вихря максимумы получены в конце осени 2008 г. и 2009 г.

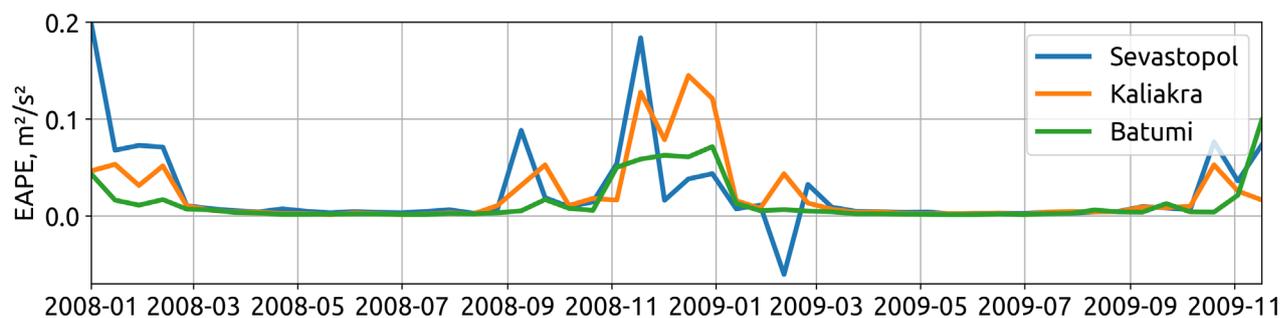
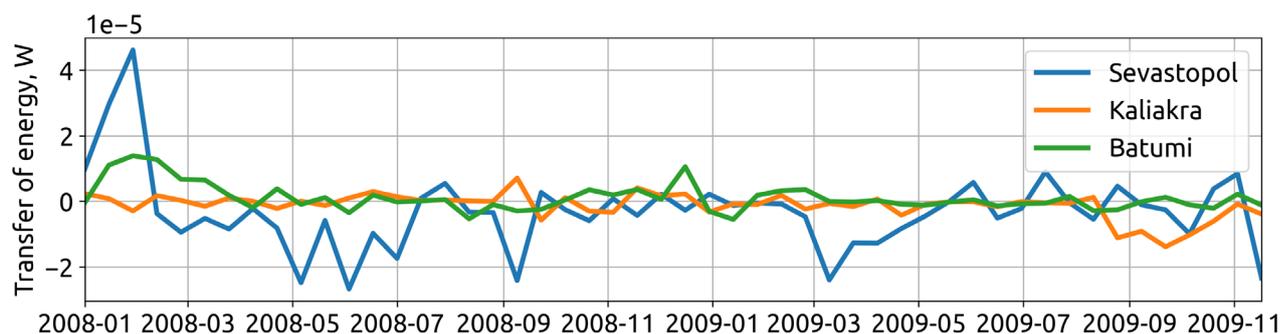


Рис. 3 Вихревая доступная потенциальная энергия осредненная по районам: Батумского вихря, Севастопольского вихря, вихря Калиакра

Баротропная и бароклинная неустойчивости также имеют сезонный ход. Значения по модулю ВТИ в два раза больше в районе образования Севастопольского вихря по сравнению с остальными регионами (рис. 4). Отрицательная ВТИ в СВ получена летом 2008 г. и весной 2009 г. Летом и осенью 2009 г. наблюдаются чередование знака с периодичностью 2 месяца. Осенью 2008 г. в районе вихря у мыса Калиакра наблюдаются чередование знака с частотой 1 месяц и высокие по модулю значения ВТИ. Наименьшие значения получены осенью 2009 г. Максимальные значения в области Батумского вихря наблюдаются в конце осени-начало зимы. В этот период ВКЭ начинает расти.



Модуль значений баротропной неустойчивости с увеличением глубины уменьшается.

Рис. 4 Преобразование энергии при баротропной неустойчивости осредненная по районам: Батумского вихря, Севастопольского вихря, вихря Калиакра

Сезонность ВСІ имеет следующий вид (рис. 5). Максимальные положительные значения в БВ наблюдаются в конце осени. Для вихря у мыса Калиакра максимальные значения получены осенью и зимой. Практически в течении всего расчетного периода имеет положительный знак. У Севастопольского вихря максимумы ВСІ получены в феврале-марте, в период зимнего выхолаживания в СЗШ. Весь расчетный период ВСІ имеет положительный знак.

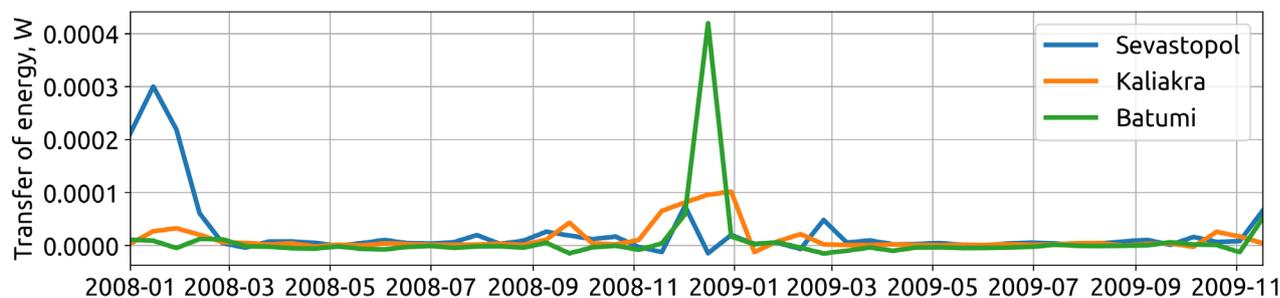


Рис. 5 Преобразование энергии при бароклинной неустойчивости осредненная по районам: Батумского вихря, Севастопольского вихря, вихря Калиакра

Заключение

Были рассчитаны энергетические характеристики для трех районов в Черном море: место образования Севастопольского вихря, вихрь у мыса Калиакра и Батумский антициклонический вихрь. Вихревая кинетическая энергия у Севастопольского вихря более выражены, чем у остальных вихрей. Вихревая доступная потенциальная энергия у Севастопольского вихря и антициклона у мыса Калиакра сопоставима между собой. Вихревая динамика у Севастопольского вихря в 2008 г. генерируется за счет бароклинной неустойчивости кроме зимы 2008 г. В 2009 г. баротропная и бароклинная неустойчивости имеют положительный знак и сопоставимы между собой. У вихря у мыса Калиакра, неустойчивости сопоставимы между собой. Исключением являются осень и зима, где ВСІ в несколько раз выше чем ВТІ. У Батумского антициклона вихревая энергия растет за счет баротропной неустойчивости, исключая конец осени, когда ВСІ максимальна.

Благодарность

Работа выполнена по теме гос. задания № 0555-2021-0007 «Междисциплинарное численное моделирование и высокопроизводительные вычисления» .

Список литературы

Madec G. and NEMO System Team NEMO ocean engine // Scientific Notes of Climate Modelling Center. Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). -- 2016. -- Iss. 27. -- P. 412.

Мизюк А.И., Коротаев Г.К., Григорьев А.В., Пузина О.С., Лишаев П.Н. Долгопериодная изменчивость термохалинных характеристик Азовского моря на основе численной вихреразрешающей модели // Морской гидрофизический журнал. -- 2019. -- № 5. -- С. 496 – 510.

Mizyuk A. I., Puzina O. S. Dynamics of the Azov-Black Sea basin by means of parallel ocean circulation modeling // Journal of Physics: Conference Series. -- 2019. -- (1359). 012083. doi:10.1088/1742-6596/1359/1/012083

Oey L.-Y. Loop Current and Deep Eddies // Journal of Physical Oceanography. -- 2008. -- No 7 (38). -- P. 1426–1449. doi:10.1175/2007JPO3818.1

УДК 551.466.3 (Волнение (ветровые волны) и зыбь)

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВОЛНОВЫХ СПЕКТРОВ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИЗМЕРЕНИЙ В РАЙОНЕ ГЕЛЕНДЖИКА И УТРИША.

SEASONAL VARIABILITY OF WAVE SPECTRA BASED ON SIMULATION AND MEASUREMENT DATA IN THE GELENDJIK AND UTRISH REGION

Рыбалко Александра Дмитриевна¹, Мысленков Станислав Александрович^{1,2,3},

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

² *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации*

³ *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН*

Aleksandra D. Rybalko, Stanislav A. Myslenkov

¹ *Lomonosov Moscow State University*

² *Hydrometeorological Research Center of Russian Federation*

³ *Shirshov Institute of Oceanology of RAS*

Введение

Параметры ветрового волнения относятся к важнейшей гидрометеорологической информации, необходимой для обеспечения безопасной и эффективной деятельности как в море, так и на суше, в прибрежных зонах. Чаще всего для хранения и анализа информации о волновой активности используются интегральные характеристики волн (высота, длина, период волн и т.д.). Эти параметры представляют собой основной интерес конечного потребителя. Однако изучение волновых спектров так же является значимой задачей, так как позволяет получать более подробную информацию, например, определять природу волновых систем [1]. Волновой спектр описывает распределение энергии волнового поля по частотам и направлениям, которое является результатом возникновения определенного числа отдельных волновых систем.

Пространственная и временная изменчивость интегральных параметров ветрового волнения в Черном море хорошо изучена, в то время как изменчивость волновых спектров изучена недостаточно. Относительно малое количество данных волновых параметров in-situ в Черном море приводит к тому, что в настоящее время для воспроизведения параметров ветрового волнения в основном используют спектральные волновые модели, которые должны быть предварительно откалиброваны для конкретных акваторий. Настройка и оценка качества моделей осуществляется путем сопоставления результатов численных экспериментов с имеющимися натурными данными и данными ДЗЗ.

Цель данной работы – сравнение спектров по результатам измерений с данными двух волномерных буй в районе Геленджика и Утриша и расчетов модели WAVEWATCHIII для оценки сезонной изменчивости спектров в районе исследования.

Данные и методы

Первый волномерный буй, Spoodrifter Spotter, был установлен недалеко от города Геленджик на глубине около 80 м, в 4 морских милях от берега (44.51 с.ш. 37.970 в.д.) (рис. 1) [2]. Были получены интегральные параметры ветровых волн и волновые спектры с 23.07.2020 по 01.11.2020 с шагом по времени 30 минут. Второй волномерный буй, Datawell DWRG-4, был установлен на глубине 18 м к северо-западу от мыса Малый Утриш (44.719 с.ш. 37.434 в.д.). Данные измерений охватывают период с 31.01.2020 по 21.02.2020 и с 17.07.2020 по 22.10.2020, с 28.10.2020 по 14.02.2021. Были получены высоты значительных волн с шагом по времени 30 минут и волновые спектры с шагом по времени 1 час.

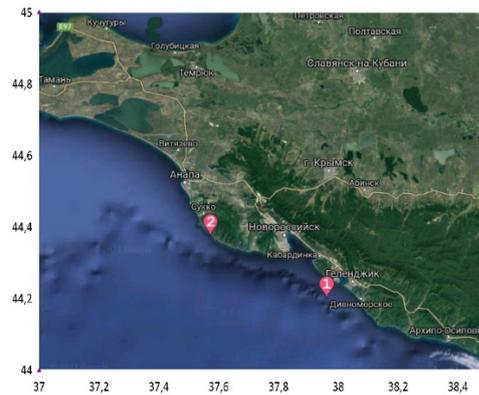


Рис. 1. Положение волномерных буев. Цифрой 1 отмечено положение Spoodrifter, цифрой 2 - Datawell DWRG-4

Результаты измерений сравнивались с расчетами спектральной волновой модели WAVEWATCHIII. Данная модель в разных реализациях ранее применялась для расчетов параметров ветрового волнения в Черном море [3,4,5,6]. В настоящей работе использовалась оригинальная неструктурная вычислительная сетка, которая имеет высокое пространственное разрешение с шагом в прибрежной зоне 200-400 м и 10 км в открытой части Черного моря, всего 65648 узлов.

Данные о рельефе дна получены из карт Главного управления навигации и океанографии Министерства обороны России. В качестве входных данных о ветре использован реанализ NCEP/CFSv2 (2011–2020) с разрешением $\sim 0.2^\circ$. В результате были получены стандартные параметры волн и спектры. При расчете спектров использовалось 36 частот, определенных на логарифмической сетке с минимальной частотой 0.03 Гц и максимальной частотой 0.84 Гц.

Результаты

Сравнение высоты значительных волн по результатам моделирования и прямых измерений в районе мыса Малый Утриш и г. Геленджика показало, что модель в целом воспроизводит основные события, однако рассчитанные значения имеют как положительные, так и отрицательные отклонения. В районе мыса Малый Утриш в период с 31.01.2020 по 21.02.2020 коэффициент корреляции составляет 0.8, а систематическая ошибка 0.1 м. для всего ряда. В остальные сроки отклонения незначительны, в среднем не более 0.3 м. Сопоставление результатов модельных расчетов и данных в районе Утриша за период с 23.07.20 по 22.10.20 показало коэффициент корреляции для высоты значительных волн 0.8, а систематическая ошибка 0.1 м. Пара рядов близ г. Геленджик за период с 23.07.20 по 01.11.20. имеет коэффициент корреляции 0.8 и систематическую ошибку 0.2 м (Рис. 2).

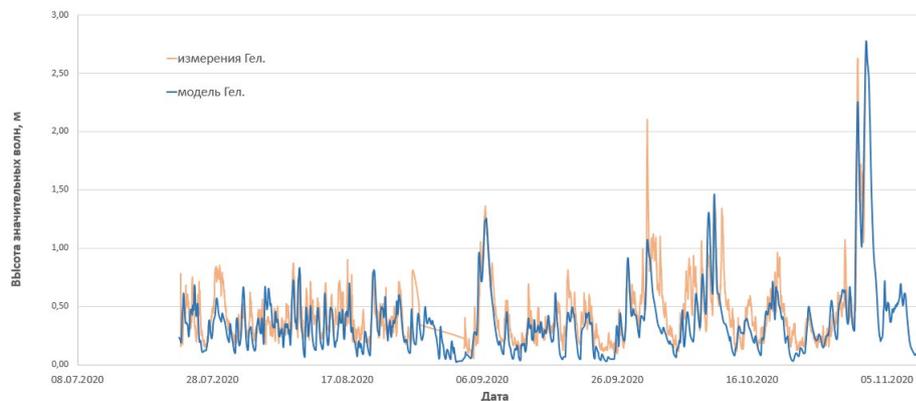


Рис. 2. Сравнение высоты значительных волн по натурным данным и данным модели в районе Геленджика

Для сопоставления спектров волнения были выбраны несколько волновых событий (могут быть выделены фазы роста волн, развитое волнение и фаза затухания) за летний период и в

зимние месяцы. Для каждого волнового события выбирались сроки, когда высота значительных волн по данным измерений и моделирования практически полностью совпадает, следовательно, интегралы по спектрам должны соответствовать друг другу.

В районе мыса Малый Утриш был рассмотрен шторм 10-15 февраля и выбраны несколько сроков для сравнения (Рис. 3). Для срока 11.02.20 08:30 (рис. 3а) наибольшее значение спектральной энергии приходится на частоту 0.13 Гц как по результатам измерений, так и по модели – 7.8 м²/Гц и 7.3 м²/Гц соответственно. Однако на частоте 0.16 Гц в данных измерений наблюдается небольшой пик, который отсутствует в модельных расчетах. Высота волн для этого срока составляет 2.8 м. Для срока 12.02.20 14:30 (рис. 3б) по данным измерений наблюдается 2 пика на частотах 0.12 и 0.21 Гц, в то время как модельные результаты демонстрируют 1 пик на частоте 0.125 Гц. Этот срок характеризуется ситуацией развитого волнения, высота волн составляет 2.7 м. Абсолютное значение спектральной плотности пика по двум вариантам данных совпадают – 9.7 м²/Гц. Для срока 15.02.20 19:30 (рис. 3в) по данным измерений так же наблюдаются 2 пика на частотах 0.135 и 0.16 Гц. По результатам моделирования присутствует один пик на частоте 0.16 Гц, что вызывает вопросы к модели, хотя смещение энергии в низкочастотную часть в модели должно работать корректно. Для этого срока абсолютные значения спектральной плотности невелики, так как высота значительных волн составляет 0.7 м.

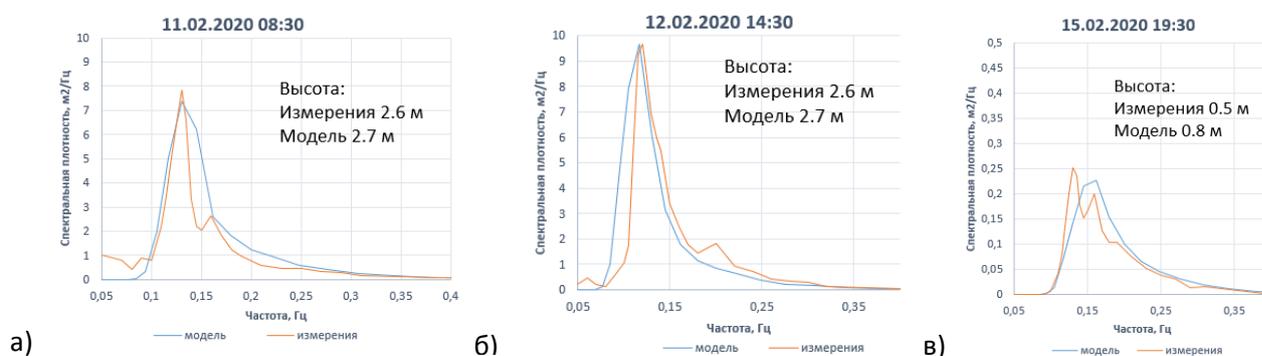


Рис. 3. Сопоставление спектров волнения за период 10-15 февраля

Для сопоставления спектров близ г. Геленджик в зимние месяцы были выбраны 2 срока в период с 17 по 22 октября. Высота значительных волн для первого срока – 0.57 м по данным измерений и 0.6 по результатам моделирования. По данным измерений максимальное значение спектральной энергии приходится на 0.18 Гц и составляет 0.17 м²/Гц. По модельным расчетам пик находится на частоте 0.22 Гц и составляет 0.18 м²/Гц. Для второго срока высота значительных волн по данным измерений – 0.52 м, а по данным модели – 0.48 м. Максимально значение спектральной энергии (0.25 м²/Гц) соответствует частоте 0.18 Гц. Для модельных расчётов эти значения составляют 0.19 м²/Гц и 0.19 Гц. По данным измерений присутствует еще один пик на частоте 0.43 Гц, значение спектральной энергии составляет 0.03 м²/Гц. Для обоих сроков наблюдается небольшой пик на частоте 0.05 Гц по данным измерений, имеющий малое значение спектральной энергии, который, по всей видимости, относится к судовым волнам.

Высота значительных волн для летних месяцев по результатам измерений и модельным расчётам не превышала 1 м, кроме одного срока 20.08.20, когда модель сильно завышает высоту волн по сравнению с измерениями в районе мыса Малый Утриш. Средняя высота волн за период с 23.07 по 1.09 2020 г. в районе г. Геленджик составила 0.39 м, а в районе мыса Малый Утриш – 0.27 м. Известно, что такие высоты волн плохо поддаются моделированию. Кроме того, есть вероятность, что волномерные приборы фиксируют судовые волны. Поэтому сопоставление спектров волнения представляется малоинформативной задачей. Тем не менее, для сравнения было выбрано волновое событие с 1 по 2 августа, которое обнаруживается на парах данных в районе г. Геленджика и мыса Малый Утриш (рис. 4). Сопоставление

показывают, что модель хуже, чем при больших высотах волн, отображает спектральную плотность, однако в рассмотренном случае верно отображает частоту основного пика.

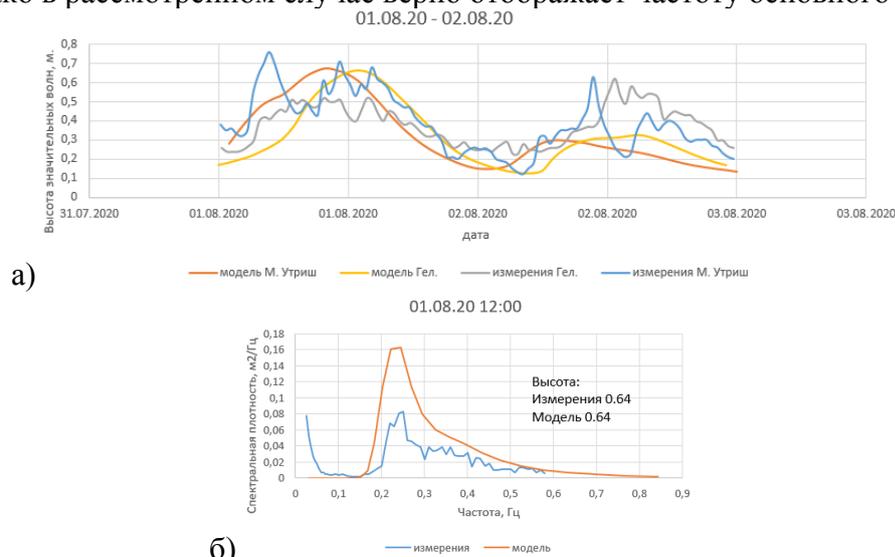


Рис.4 Волновое событие 01-02.08.20 г. а) сравнение высот значительных волн в районе м. Малый Утриш и г. Геленджик; б) сопоставление спектров в районе м. Малый Утриш

Кроме того, для выявления сезонной изменчивости, были осреднены спектры ветрового волнения по модельным данным и по результатам измерений по сезонам: лето, осень и зима. Спектральная плотность максимальна зимой, и минимальная летом.

Заключение

Полученные результаты позволяют считать, что в ряде случаев спектральная волновая модель вполне корректно рассчитывает форму спектра, особенно в зимние месяцы, когда высоты волн превышают 1 м. Для тех случаев, когда высота значительных волн существенно отличается, форма спектров по измерениям и моделированию также различается. Модель адекватно воспроизводит частоту основного пика и максимум спектральной энергии в рассмотренных случаях в зимние месяцы, и хуже - летом. В некоторых рассмотренных спектрах модель воспроизводит не все пики, которые наблюдаются на данных измерений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-55-46007.

Список литературы

1. Portilla J., Ocampo-Torres F. J., Monbaliu J. Spectral partitioning and identification of wind sea and swell //Journal of atmospheric and oceanic technology. 2009. Т. 26. №. 1. С. 107-122.
2. Saprykina Y., Kuznetsov S., Divinskiy B. Real time history of wave parameters in Black Sea based on wave buoy measurements. figshare. Dataset. 2020. doi:10.6084/m9.figshare.12765407
3. Бухановский А.В. и др. Шторм на Черном море 11 ноября 2007 г. и статистики экстремальных штормов моря // Изв. РГО. 2009. Т. 141, № 2. С. 71-79.
4. Kirezci C., Ozyurt Tarakcioglu G. Validation of Wavewatch III Model in BlackSea Using Different Re-Analysis Wind Data //AGUFM. 2016. Т. 2016. С. A43G-0336.
5. Зеленко А.А., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане и морях России// Труды государственного океанографического института. 2014. Т. 215. С. 90–101.
6. Causio S. et al. A Modelling Approach for the Assessment of Wave-Currents Interaction in the Black Sea //Journal of Marine Science and Engineering. – 2021. – Т. 9. – №. 8. – С. 893.

АДАПТАЦИЯ ПРОЦЕДУРЫ ДВУНАПРАВЛЕННОГО НЕСТИНГА В РАЙОНЕ
ПРОЛИВА БОСФОР

ADAPTATION OF THE TWO-WAY NESTING PROCEDURE IN THE AREA OF THE
BOSPHORUS STRAIT

Сендеров Максим Владимирович, Мизюк Артем Игоревич

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН»

Senderov Maxim Vladimirovich, Mizyuk Artem Igorevich

Federal State Budget Scientific Institution Federal Research Center “Marine Hydrophysical Institute of RAS”

Введение

Для Черного моря пролив Босфор играет важную роль, поскольку водообмен через него является одним из основных факторов формирования гидрологического режима черноморского бассейна. Исследование процессов, протекающих в данной акватории осложняется тем, что данных дистанционного зондирования и натурных данных из-за плохо обеспеченной наблюдательной сети зачастую недостаточно, поэтому используются методы численного математического моделирования циркуляции. Ранее на базе модельного комплекса NEMO уже реализовано несколько конфигураций для Азово-Черноморского региона [Madec G. and NEMO System Team, 2016],[Мизюк А.И. и др. 2019]. Однако, пространственного разрешения для исследования течений в довольно узком проливе было недостаточно. Поэтому данная работа посвящена реализации и адаптации на основе разработанных ранее конфигураций процедуры двунаправленного нестинга для выполнения телескопизации модели в акваторию пролива Босфор.

Данные и методы

Процедура нестинга представляет собой использование родительской (глобальной) сетки с относительно грубым пространственным разрешением и дочерней(-их) (вложенной) сетки(-ок), в которой улучшено пространственное разрешение, при этом шаг сетки выбирается кратным шагом бассейновой сетки [Laurent Debreu, 2008]. Шаг по времени для вложенной сетки также кратный временному шагу родительской. Для определения граничных условий на дочерней сетке создается область так называемых «мнимых ячеек». Если обмен результатами между доменами происходит в одну сторону (от глобального к локальному), то процедура называется однонаправленной, а если обмен происходит в обе стороны (от глобального к локальному и обратно), то двунаправленной [Jorge Urrego-Blanco, 2016],[Sheng J., 2005]. Сетка для «дочернего» домена создавалась с помощью программного обеспечения AGRIF (Adaptive Grid Refinement in Fortran), которое интегрировано в модельный комплекс NEMO [Madec G. and NEMO System Team, 2016], [Laurent Debreu, 2008].

Результаты численных экспериментов

Отлаживая работу процедуры двунаправленного нестинга, был проведен численный эксперимент, где в качестве «родительского» домена использовалась конфигурация с

пространственным разрешением 1/24 градуса, описанная в работе [Мизюк А.И. и др. 2019], а в качестве «дочернего» был создан домен с пространственным разрешением 1/72 градуса (шаг по пространству в 3 раза меньше, чем в «родительском домене»). Благодаря работе процедуры в родительском домене начали проявляться субмезомасштабные структуры.

Вторым этапом работы было создание конфигурации с двумя вложенными доменами. Как и ранее, в качестве «родительского» домена использовалась конфигурация с пространственным разрешением 1/24 из [Мизюк А.И. и др. 2019], два дочерних домена выбирались в районе пролива Босфор, каждый с шагом 3 для своего родительского домена.

Боковой обмен в конфигурациях описывается бигармоническим оператором с отрицательными коэффициентами для вязкости и диффузии (тепла и соли) соответственно: в родительской конфигурации – $-4 \times 10^9 \text{ м}^4/\text{с}$ и $-4 \times 10^8 \text{ м}^4/\text{с}$, в первом вложенном домене – $-1 \times 10^8 \text{ м}^4/\text{с}$ и $-1 \times 10^7 \text{ м}^4/\text{с}$, во втором вложенном домене – $-8 \times 10^6 \text{ м}^4/\text{с}$ и $-8 \times 10^5 \text{ м}^4/\text{с}$. Шаг по времени для каждой последующего домена равен $\frac{1}{2}$ от предыдущего. Атмосферное воздействие для всех расчетов получено на основе глобального атмосферного реанализа ERA5 [Copernicus Climate Change Service].

Заключение

В результате проведенных тестовых расчетов созданной конфигурации видно активное проникновение черноморских вод в Мраморное море на поверхности. На глубине же происходит заток высокосоленых мраморноморских вод в черноморский бассейн. Благодаря работе двунаправленного нестинга структуры, формирующиеся во втором вложенном домене проявляются в глобальной конфигурации. В первом и втором вложенных доменах из-за высокого разрешения проявляются субмезомасштабные структуры, которые отчетливо заметны в полях поверхностной солености.

Работа выполнена по теме гос. задания № 0555-2021-0007 «Междисциплинарное численное моделирование и высокопроизводительные вычисления».

Список литературы

Madec G. and NEMO System Team NEMO ocean engine // Scientific Notes of Climate Modelling Center. Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). 2016. Iss. 27. P. 412.

Мизюк А.И., Коротяев Г.К., Григорьев А.В., Пузина О.С., Лишаев П.Н. Долгопериодная изменчивость термохалинных характеристик Азовского моря на основе численной вихреразрешающей модели // Морской гидрофизический журнал. 2019. № 5. С. 496 – 510.

Laurent Debreu, Christophe Vouland, Eric Blayo. AGRIF: Adaptive Grid Refinement in Fortran // Computers & Geosciences, Elsevier. 2008. V. 34. Iss. 1. P. 8-13.

Jorge Urrego-Blanco, Jinyu Sheng, Frédéric Dupont Performance of One-Way and Two-Way Nesting Techniques Using the Shelf Circulation Modelling System for the Eastern Canadian Shelf // Atmosphere-Ocean. 2016. V. 54. Iss. 1. P. 75-92.

Sheng J., Greatbatch R. J., Zhai X. et al. A new two-way nesting technique for ocean modeling based on the smoothed semi-prognostic method // Ocean Dynamics. 2005, V. 55. Iss. 3-4. P. 162–177.

Copernicus Climate Change Service (C3S) ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate, Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS) // электронный источник <https://cds.climate.copernicus.eu/>

УДК 551.46

ПРИРОДА ТЕЧЕНИЙ МОРЕЙ И КРУПНЫХ ОЗЕР

THE NATURE OF THE CURRENTS OF THE SEAS AND LARGE LAKES

Щевьев Виктор Алексеевич.

Институт водных проблем РАН, Москва

Shtshev Victor Alekseevich

Water Problems Institute, RAS, Moscow

С 1981 г. по 1989 г. Бондаренко А. Л. (ИВП РАН) организовал и проводил исследования течений в Северном и Среднем Каспии. Наблюдения за течениями производились с помощью приборов АЦИТТ, установленных на АБС. На рис. 1 представлены последовательности векторов течений и ветра.

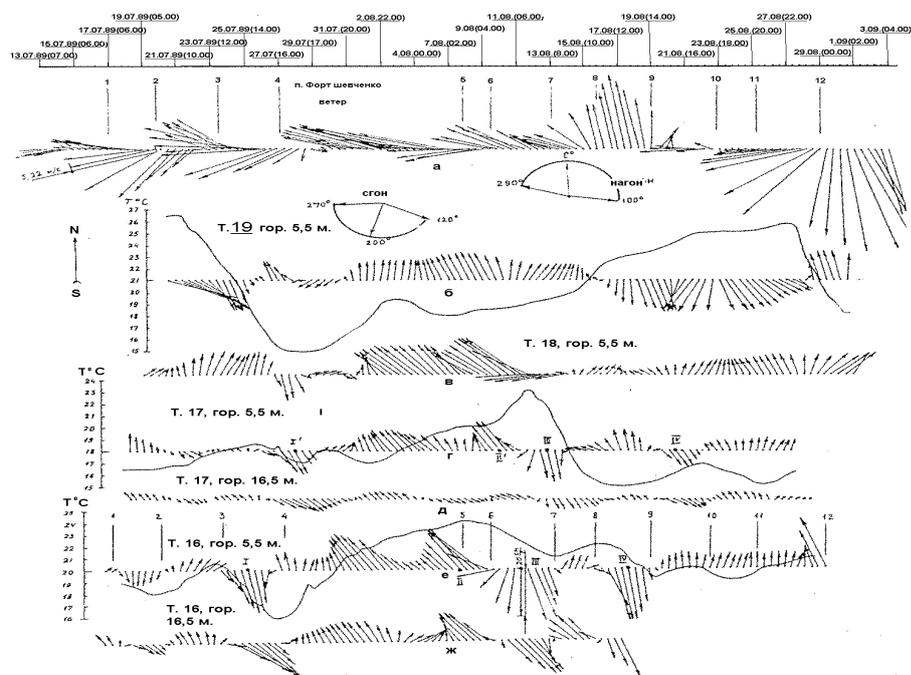


Рис. 1. Векторные диаграммы составляющих ветра в пункте порт Шевченко(а), течений в точках 16, 17, 18, 19 (б-ж), температуры воды в точках 16, 17, 19 на горизонте 5,5 м. (б,г,е).

Сравнение векторных диаграмм течений в точках 16, 17 показало, что движение воды одинаковой фазы в точке 17 наступает на 60 часов позже, чем в точке 16. Эта величина определяется по разности времени между моментами регистрации подошвы или гребня волны в точках 16, 17. Сдвиг фаз равен около 60 ч. Тогда **фазовая скорость** будет равна 0,35 м/с., т. е. расстояние между точками 16, 17 (75 км.), деленное на сдвиг фазы (60 ч.). Соответственно, длина волны, определяемая как произведение фазовой скорости (0,35 см/с) на период волны (150 ч.), около 200 км.

Очень результативными для выявления природы течений Каспийского моря явились результаты анализа срочных наблюдений в пункте «Нефтяные камни» (Средний Каспий). Наблюдения производились с эстакады 4 раза в сутки, на 4х горизонтах более 10 лет. Мы обработали данные наблюдений за 3 года, за 1962 – 1964 г.г. (Рис. 3). Хорошее представление о течениях дают энергетические спектры (рис. 2), которые показывают, что основная энергия течений сосредоточена на периоде 140 ч. (волны Россби) и 17,5 ч. (инерционные волны). Они разделены большим промежутком с малой энергией, который позволяет отделить одни колебания от других, и изучать их отдельно. Фильтром «скользящее равновесное среднее» с интервалом сглаживания 48 ч. были исключены инерционные течения, выделены низкочастотные течения (рис. 3 а).

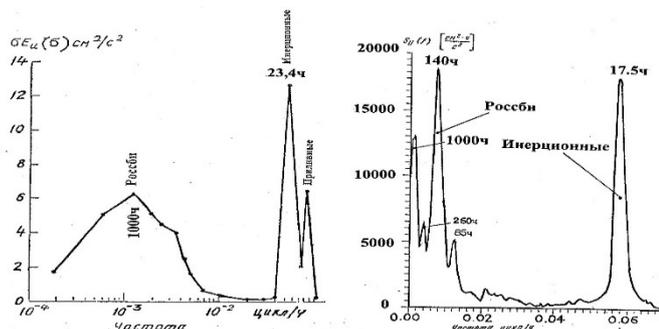


Рис.2. Функции спектральной плотности в океане и в Северном Каспии.

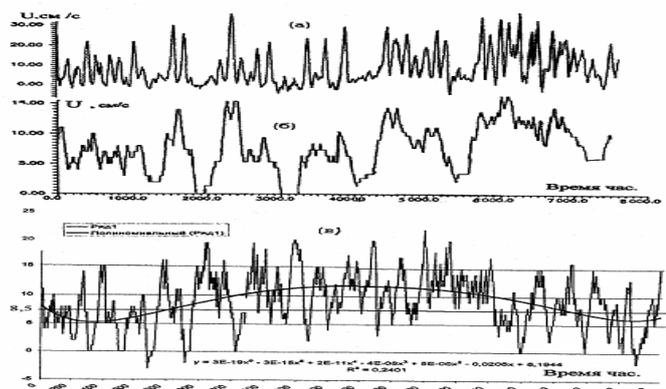


Рис. 3. Осредненный временной ряд вдольбереговой составляющей вектора скорости за 1год в пункте Нефтяные камни. Время осреднения $T_{\text{оср.}} = 48$ час. Фактически это течение волновой природы. $T_{\text{пер.}} = 140$ ч. (а); тот же ряд осредненный фильтром скользящее равновесное среднее с временем осреднения $T_{\text{оср.}} = 140$ час., представляет изменчивость скорости квазипостоянного течения Среднего Каспия (б); такой же временной ряд, но за 3 года. Время осреднения 140 час. (в). Жирной линией показана изменчивость средней скорости квазипостоянного течения (получено с помощью полинома).

Основной вывод: «Крупномасштабные циклонические циркуляции в морях и крупных озерах существуют в виде течений волновой природы, средняя скорость которых равна осредненному значению скорости длиннопериодных волн».

Впоследствии мы перешли от исследований течений Каспийского моря к исследованиям отдельных видов течений в других морях и в крупных озерах по опубликованным данным. Это значительно расширило базу экспериментальных данных для анализа, и позволило выявить особенности этих течений в водных объектах разных размеров и в разных географических зонах.

В Черном море для изучения закономерностей крупномасштабной циркуляции были запущены 62 дрейфтера. Дрейфтерные наблюдения позволяют показать волновую природу течений. На рис. 4 показан путь дрейфтера, который в восточной части моря показывает наличие вихря. В действительности, по изменчивости скорости перемещения дрейфтера видно, что это волны, а не вихрь. На рис. 5. Бондаренко А. Л. показывает, что при движении дрейфтера по линейной траектории скорость её перемещения меняется периодически. При этом поперечная составляющая скорости мала. В восточной части моря поперечная составляющая скорости соизмерима с вдольбереговой, поэтому траектория приобретает круговой характер. В то время изменчивость скорости остается периодической, как в волне, а не остается относительно постоянной, как в вихре.

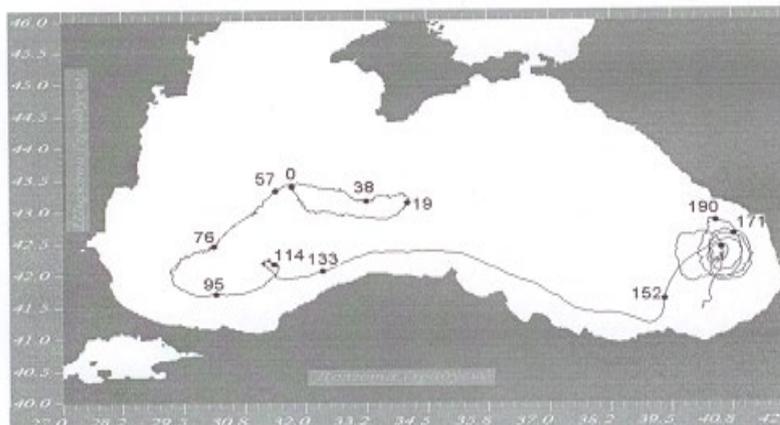


Рис. 4. Путь дрейфтера в Черном море (Бондаренко А. Л.).

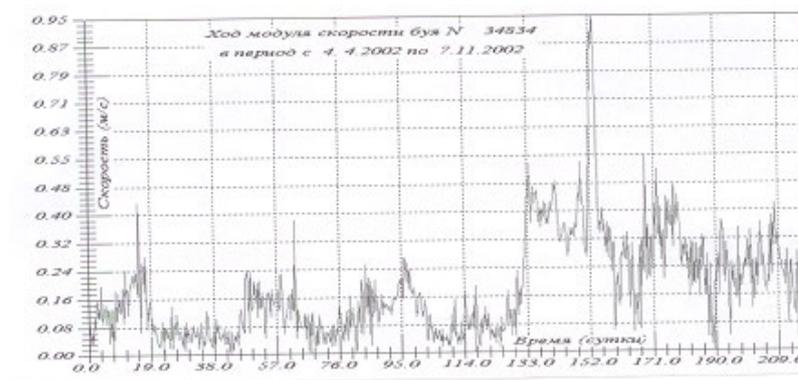


Рис. 5. Изменчивость скорости перемещения дрейфтера по траектории, показанной на рис. 4. (Бондаренко А. Л.).

Период изменчивости волновых течений в северной части Черного моря 240 ч. По мере продвижения вдоль берега, из-за неровностей береговой линии и поверхности дна составляющие скорости течения поперек берега становятся соизмеримыми с

составляющими вдоль берега, траектории дрейфтеров приобретают кольцеобразную форму. Период изменчивости сильно уменьшается.

Таким образом, имеются экспериментально полученные данные о периоде низкочастотных волновых течений, существующих в Онежском озере, в Среднем и Южном Каспии, в Черном, Охотском и Балтийском морях, что позволяет представить зависимость периода изменчивости скорости течения от длины окружности (шельфа) водоема (рис. 6). На графике, точки: D – Онежское озеро, E – Южный Каспий, C – Северный Каспий, B – Черное море, A – Охотское море, № 6 – Балтийское море. Действительно, хорошо видно, чем больше длина шельфа, тем больше период волн.

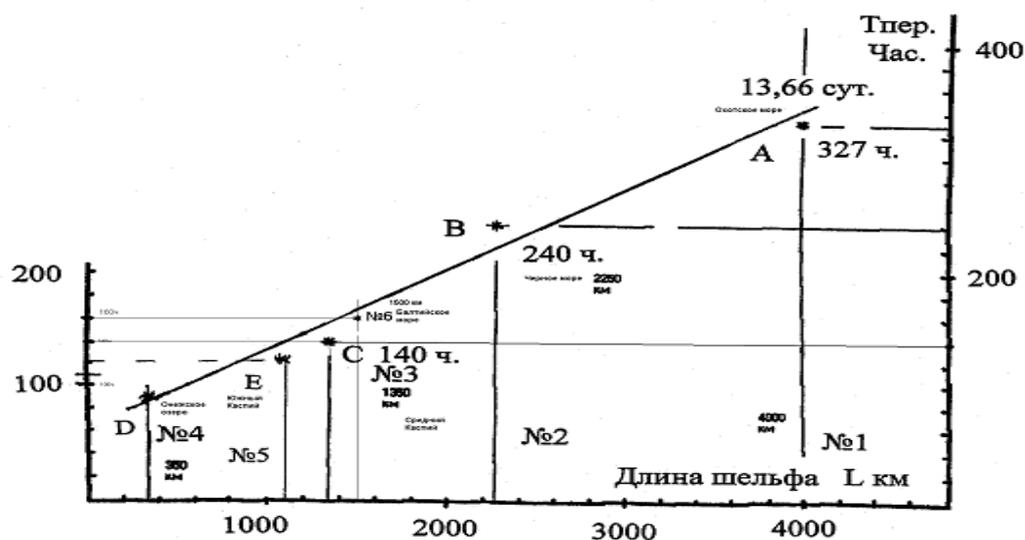


Рис. 6. Зависимость периода длиннопериодных волновых течений от длины шельфа (окружности) моря.

Список литературы

Бондаренко А. Л. Течения Каспийского моря и формирование поля солёности вод Северного Каспия. М. Наука, 1993, 122 с.

Щевьев В. А. Физика течений в океанах, морях и в озерах. Издательство LAMBERT academic Publishing. Saarbruken, Germany. ISBN: 978-3-8484-1929-6. 2012 г. 312 с.

Щевьев В.А. Физика течений в океанах, морях и в озёрах.

<http://www.randewy.ru/gml/shev5.html>

ПРОГНОЗ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ
НАБЛЮДЕНИЙ В КАРСКОМ МОРЕ В 58-ОЙ ЭКСПЕДИЦИИ НИС «АКАДЕМИК
ИОФФЕ»

FORECAST OF WIND WAVES AND COMPARISON WITH THE OBSERVATION
DATA IN THE KARA SEA IN THE 58TH EXPEDITION OF THE NIS "ACADEMICIAN
IOFFE"

**Круглова Елизавета Евгеньевна¹, Мысленков Станислав Александрович^{2,4,5},
Сильвестрова Ксения Петровна², Гавриков Александр Владимирович², Осадчиев
Александр Александрович², Степанова Наталья Борисовна^{2,3}**

¹ *Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург*

² *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

³ *Московский физико-технический институт, Долгопрудный*

⁴ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

⁵ *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации*

**Kruglova Elizaveta¹, Myslenkov Stanislav^{2,4,5}, Silvestrova Ksenia², Gavrikov
Alexander², Osadchiev Alexander², Stepanova Natalia^{2,3}**

¹ *Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg*

² *P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

³ *Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny*

⁴ *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

⁵ *Hydrometeorological Research Centre of the Russian Federation, Marine forecast division*

Введение

В наше время для Карского моря, где хорошо развито судоходство и добывающая промышленность, существует нехватка инструментальных измерений, что затрудняет оценку качества численных моделей. Наличие численных моделей позволяет обеспечить данными практически любой регион с необходимым пространственным и временным разрешением, а также позволяет делать прогнозы волновых условий для обеспечения более эффективной работы судов. В 58-ой экспедиции НИС «Академик Иоффе» проведены измерения волнения на станциях. Выполнено сопоставление натуральных данных с прогнозами разной заблаговременности, что является главной целью данной работы.

Данные и методы

Для прогноза изучения особенностей пространственно-временной изменчивости полей ветрового волнения была использована спектрально-волновая модель SWAN (Simulating WAves Nearshore).

Эта спектральная волновая модель была разработана в Делфтском технологическом университете в Нидерландах [Booij et al., 1999]. В ее основе лежит решение уравнения баланса энергии волнового поля в спектральном пространстве:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma},$$

где N – удельная спектральная плотность; x, y – пространственные координаты; t – время; σ – волновая частота; θ – волновой угол; c_σ, c_θ – скорости распространения в спектральном пространстве (σ, θ); S_{tot} – функция источника.

Для прогноза волнения использовались данные о полях ветра системы GFS (Global Forecasting System), функционирующей в метеорологическом центре NCEP/NOAA. Пространственное разрешение системы GFS оставляет $0,25^\circ$, временной шаг 1 час. В нашем случае поля ветра задавались с шагом по времени 3 часа. Для дальнейшего анализа рассчитывался прогноз характеристик ветрового волнения для Карского моря с разной заблаговременностью. Прогноз делался на трое суток вперед с шагом заблаговременности 3 часа. Для разгона модели давалось два прошедших дня. В работе использовалась неструктурная вычислительная сетка с пространственным разрешением 10-15 км в открытой части Карского моря и 1-2 км около берега.

Проведено сравнение результатов численных экспериментов с результатами прямых измерений ветрового волнения. Для этого использовались измерения, проводимые при помощи волномерного буя Spoondrift Spotter. Всего за время экспедиции было проведено 17 измерений по 1 часу. Буй регистрирует собственное движение по трем осям: на восток, на север и вертикальное перемещение с помощью блока инерциальных датчиков (IMU) с частотой 2.5 Гц, а также положение в пространстве с помощью модуля GPS. Диапазон частот волн, регистрируемых буюм — от 0.03 до 1 Гц, точность измерения перемещений — 2 см.

Так же построены спектры по данным о колебаниях уровня моря полученных датчиками давления (DST centi-TD Star-Oddi), закрепленным на термокосах и работавшим в течение 10-50 минут на станциях. Дискретность работы датчиков устанавливалась от 1 до 10 секунд. Разрешение датчиков 0,03%, а точность датчиков составляет $\pm 0.4\%$. Датчики располагались на разной глубине в зависимости от расположения термоклина. Термокоса утяжелялась небольшим грузом и имела буй на поверхности. Вследствие растяжения троса во время установки термокос буй только частично отыгрывал волну.

По данным датчиков давления установлены периоды ветрового волнения, проведено сравнение с модельными расчетами. Для этого проведен расчет спектров с помощью быстрого преобразования Фурье с использованием спектрального окна Кайзера–Бесселя длиной до 2640 секунд с половинным перекрытием. В зависимости от общей длины рядов варьировалось количество степеней свободы: от 10 до 20.

Результаты.

В данной работе прогноз с разной заблаговременностью высоты значительных волн рассчитывался для Карского моря каждый день с шагом по времени при часа и заблаговременностью трое суток. Расчёты были произведены для 14 дней в течении которых проводились измерения на станциях и была возможность скачать прогнозы по ветру и льду. Примеры карт прогнозов высоты значительных волн можно увидеть на рисунке 1. Черной линией указан маршрут судна за 17 и 27 августа 2021 года. Вдоль данного трека из модели получались значения высот волн.

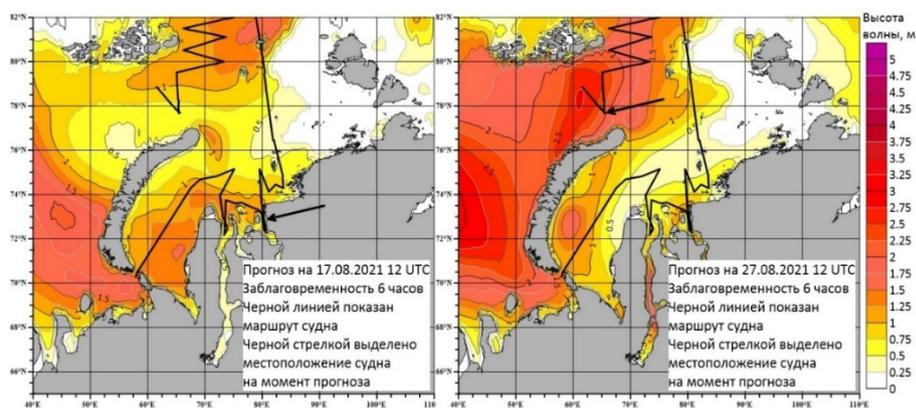


Рисунок 1. Прогноз высоты значительных волн по данными модели SWAN с заблаговременностью 6 часов от 12 UTC а) 17.08.2021 и на б) 27.08.2021

Для наглядности сравнения прогностических карт волнения с разной заблаговременностью были построены карты разностей прогнозов на некоторые дни экспедиции. Пример такой карты представлен на рисунке 2.

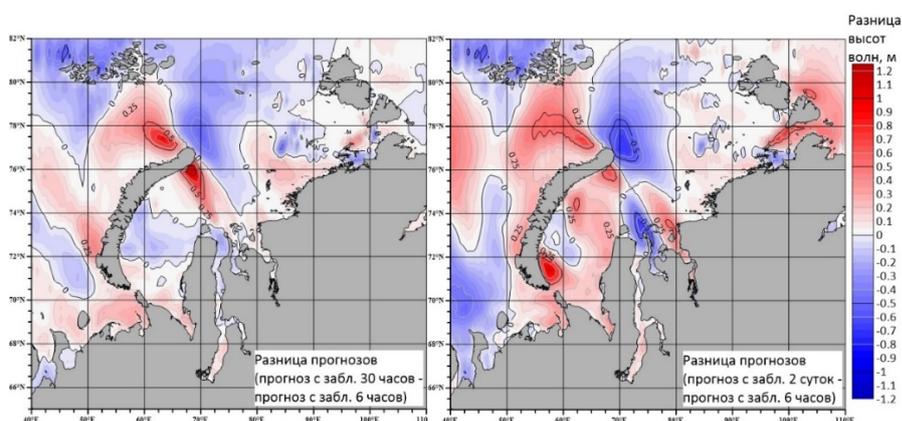


Рисунок 2. Разница высот значительных волн для прогнозов разной заблаговременности на 28.08.2021 года 12-00 UTC в Карском море.

Установлено, что при повышении высоты волны модель с большей заблаговременностью (2 суток) показывает высоту волн на 1.1 м больше при макс 3.7 м, относительно прогноза с наименьшей заблаговременностью. При увеличении заблаговременности прогноза модель так же показывает значения на 0.6 м больше при максимуме 3 м (заблаговременность 18 часов). Данные по расхождению высот волн по разным прогнозам определялись по картам разниц прогнозов.

Сравнение модельных данных с данными волнового буя проводилось для оценки качества прогнозов. Сопоставление спектров ветрового волнения по этим данным показало хорошую согласованность (рис. 3). Спектры по модельным данным рассматривались с заблаговременностью 6 часов и 2 суток. Видно, что спектр по прогнозу с большей заблаговременностью завышает значение спектральной плотности (до 0.5 м²/Гц при максимальной 4.5 м²/Гц). В таблице 1 показаны периоды в секундах пиков с самой большой спектральной плотностью на спектрограммах.

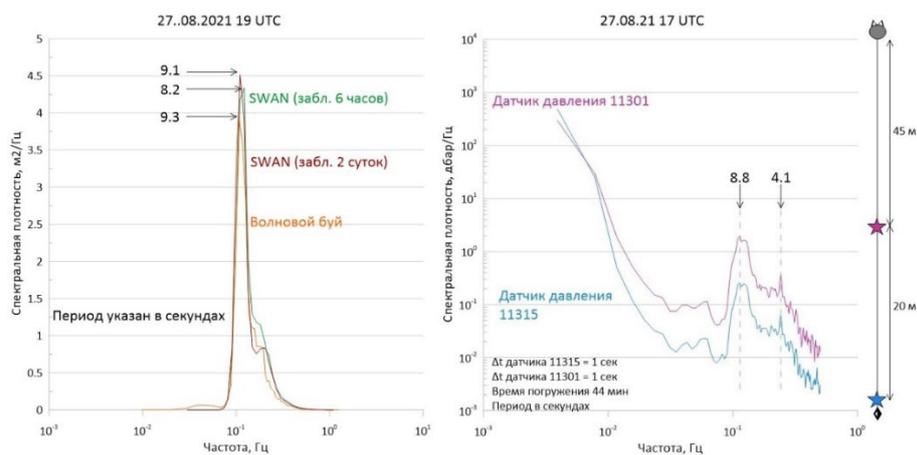


Рисунок 2. Спектрограммы ветрового волнения по данным волнового буйа и модели SWAN (с разной заблаговременностью прогнозов спектра), и спектрограмма для колебания уровня моря по данным датчика давления.

Таблица 1. Периоды ветровых волн по данным спектрограмм модели ветрового волнения SWAN, волнового буйа и данных по датчику давления.

Прибор\модель	17.0	26.0	27.0	27.0	27.0	28.08
	8.21	8.21	8.21	8.21	8.21	.21
	12	12	3 00	13	19	11 00
	00 UTC	00 UTC	UTC	00 UTC	00 UTC	UTC
SWAN (забл.0 дней)	7.4	4.1	7.4	9.1	8.2	8.2
SWAN (забл. 2 суток)	5.5	4.1	7.4	8.2	9.1	8.2
Волновой буй	7.3	4.8	7.3	8.5	9.3	7.9
Датчик давления	-	3.8	-	-	8.8	8.5

По данным датчиков давления на термокосах были рассчитаны спектры колебаний уровня моря. Периоды, полученные из рассчитанных спектрограмм, очень близки к периодам, полученным по модельным данным и данным волнового буйа. Соответственно, по данным заглубленного датчика давления можно составить представление о периодах волнения на поверхности моря.

По данным колебаний уровня с разных датчиков давления виден эффект затухания амплитуды ветровых волн с глубиной. В среднем глубина погружения датчиков варьировалась от 20 до 60 метров.

Заключение

Установлено, что модель с большей заблаговременностью (2 суток) показывает высоту волн на 1.1 м больше при макс 3.7 м, относительно прогноза с наименьшей заблаговременностью.

При сравнении спектрограмм по данным волнового буйа и по модельным данным выявлено хорошее соответствие основных пиков, однако значения спектральной плотности отличаются, (до 1.6 м2/Гц), при этом однозначно утверждать, что модель всегда завышает или занижает

спектральную плотность не возможно из-за малого количества измерений. Помимо этого, в отличии от волнового буя модель дает чаще всего только один пик на спектральной плотности, в то время как на спектрограммах волнового буя часто наблюдаются два разных пика, характерные зыби и более коротким ветровым волнам.

Определение периодов ветрового волнения по датчикам давления очень сильно зависит от заданной дискретности датчика. Периоды ветрового волнения, определенные таким методом при заданной дискретности 1 секунда хорошо согласуются с данными модели и волновым бумом, так как период волн во время измерений составлял 7-9 сек. Таким образом, верифицировать модель можно, используя датчики давления на термокосах.

Благодарность

Работа выполнена в рамках программы Плавучие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования

КАРБОНАТНАЯ СИСТЕМА И РАСТВОРЕННЫЙ КИСЛОРОД ЗАЛИВА ВОСТОК (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

CARBONATE SYSTEM AND DISSOLVED OXYGEN OF VOSTOK BAY IN THE SEA OF JAPAN

Анохина Руслана Сергеевна¹, Полякова Антонина Владимировна¹, Сагалаев Сергей Григорьевич², Тищенко Петр Павлович², Тищенко Павел Яковлевич²

Anokhina Ruslana Sergeevna¹, Polyakova Antonina Vladimirovna¹, Sagalaev Sergey Grigorjevich², Tishchenko Petr Pavlovich², Tishchenko Pavel Yakovlevich²

¹ *Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова (МГУ им.М.В.Ломоносова), г. Москва*

M.V.Lomonosov Moscow State University (Lomonosov MSU), Moscow

² *Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева (ТОИ ДВО РАН), г.Владивосток*

Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences (POI FEB RAS), Vladivostok

Введение

В последние десятилетия в мировом сообществе всё чаще обсуждается проблема возрастающего количества прибрежных акваторий, которые подвержены гипоксии (иногда аноксии) [9]. Данная проблема, как правило, обусловлена увеличением поступления биогенных веществ в прибрежные акватории, что приводит к эвтрофикации вод, то есть к интенсификации биологической продуктивности. Уменьшение содержания кислорода в придонных горизонтах сопровождается уменьшением рН и увеличением парциального давления углекислого газа (рСО₂). Эти процессы негативно сказываются на жизни морских организмов, особенно бентоса и nekтона.

По исследованиям, проведённым ранее учёными ТОИ ДВО РАН было выявлено формирование гипоксийного состояния придонных вод Амурского залива [3, 7, 9]. Однако в заливе Восток, который также относится к заливу Петра Великого, подобного не происходит. Данная ситуация беспрецедентна для данного района Японского моря и требует особого рассмотрения с точки зрения процессов, обуславливающих содержание кислорода и параметры карбонатной системы. Установление роли процессов, контролируемых параметры карбонатной системы и содержание растворенного кислорода является актуальным не только для исследуемой акватории, но для многих акваторий Мирового океана, поскольку из региональных исследований складывается общая картина источников и стоков атмосферного углекислого газа в океане [8].

Объект и методы исследований

Залив Восток – залив второго порядка по отношению к заливу Петра Великого, отличается небольшими глубинами, его максимальная глубина составляет 31 м, средняя глубина – 12.9 м. Протяжённость залива от входа до его кутовой части – около 7.2 км, расстояние между м. Пещурова и м. Подосенова (точками, ограничивающими залив по ширине) – 5.8 км [2]. В

северную часть залива впадают мелкие реки – Волчанка и Литовка. Акватория залива находится под влиянием муссонного климата [1].

В работе используются материалы, полученные гидрохимиками ТОИ ДВО РАН под руководством П.П.Тищенко в 66-м и 69-м рейсах НИС “Профессор Гагаринский” в период с 1 по 3 сентября 2015г. и в период с 16 по 24 марта 2016 года [4, 5]. На каждой станции производилось СТД-зондирование водной толщи зондом SBE 19plus V2. Кислород измеряли по методу Винклера, рН в ячейке безжидкостного соединения, общую щелочность (ТА) по методу Бруевича. Детали методов измерения и расчета параметров карбонатной системы (DIC – растворенный неорганический углерод; $p\text{CO}_2$) приведены в работе [3].

Построение графиков площадного распределения гидрологических и гидрохимических параметров осуществлялось с помощью программного обеспечения Surfer 16.

Результаты и выводы

Температура воды в поверхностном слое в сентябре изменялась от 20.3°C в юго-восточной и южной частях до 21.5°C у северного и западного побережий; минимальная температура была зарегистрирована у дна в юго-западной части залива, она равнялась 16.5°C и повышалась по мере продвижения к берегу в северо-восточном направлении до 19°C. В марте температура поверхностного слоя была минимальной у восточного и юго-восточного побережий, где равнялась 0.5, 0.8°C, соответственно, и дальше повышалась в направлении к северо-восточной и юго-восточной части залива, где достигала 1.3°C и 1.8°C соответственно; в придонном слое температура опускалась до 0°C в центральной и южной частях залива, а далее по направлению к северному и восточному побережью повышалась до 1°C.

Солёность в сентябре в поверхностном слое достигала минимальных значений в юго-западной и западной частях залива Восток, где ступенчато опускалась до 21‰, выявляя плюм пресных вод с постепенным повышением солёности вокруг точек минимальной солёности; максимальная солёность в поверхностных водах наблюдалась вдоль восточного побережья и равнялась 30‰. В природных водах чётко выделялся постепенный переход от 32‰ у северного побережья до 34‰ по направлению к южной части залива. В марте значения солёности в поверхностном слое постепенно возрастали от 32‰ в западной части к 34‰ в восточной части залива; водная масса придонного слоя в это время характеризовалась относительной однородностью и обладала солёностями в диапазоне от 33.5‰ до 34‰. Температура и солёность использовались для расчета параметров карбонатной системы и кажущегося поглощения растворенного кислорода (AOU – apparent oxygen utilization; $\text{AOU} = [\text{O}_2]_0 - [\text{O}_2]$, где $[\text{O}_2]_0$ - рассчитанная равновесная с атмосферой концентрация кислорода для *in situ* t , S условий и $[\text{O}_2]$ - измеренная концентрация кислорода).

Наиболее важными параметрами характеристики среды являются значения AOU и $p\text{CO}_2$. В тех случаях, когда величина $\text{AOU} < 0$, это означает, что морская вода пересыщена по отношению к атмосферному кислороду. Именно такая ситуация наблюдается для поверхностного горизонта в сентябре 2015 года и для поверхностного и придонного горизонтов весной 2016 г. (рис. 1а,б,г). Дефицит растворенного кислорода ($\text{AOU} > 0$) наблюдается в осенний сезон для придонных горизонтов залива (рис. 1в). Исследуемая среда может служить стоком для атмосферного углекислого газа в тех случаях, когда $p\text{CO}_2 < p\text{CO}_{2\text{атм}}$. Такое состояние поверхностных вод наблюдается осенью 2015 и весной 2016 гг. (рис. 2 а,б). Придонные воды весной 2016 г. также испытывают дефицит углекислого газа по отношению к атмосферному углекислому газу ($p\text{CO}_{2\text{атм}} = 400$ мкатм; рис. 2г) и избыток для осени 2015 г. (рис. 2в).

После установления равновесия между атмосферой и водой ($AOU = 0$; $pCO_2 = 400$ мкатм) значения этих параметров могут изменяться в связи с биохимическими процессами (продукция/деструкция органического вещества) и физическими процессами (нагрев/охлаждение). В связи с этим возможны четыре ситуации: 1) нагрев – $AOU < 0$, $pCO_2 > pCO_{2атм}$ (концентрации кислорода и углекислого газа в морской воде пересыщены по отношению к их содержанию в атмосфере); 2) охлаждение – $AOU > 0$, $pCO_2 < pCO_{2атм}$ (концентрации кислорода и углекислого газа в морской воде испытывают дефицит по отношению к их содержанию в атмосфере); 3) продукция органического вещества (фотосинтез) – $AOU < 0$, $pCO_2 < pCO_{2атм}$ (в морской воде концентрация кислорода пересыщена, а углекислого газа испытывает дефицит по отношению к их содержанию в атмосфере); 4) деструкция органического вещества (дыхание) – $AOU > 0$, $pCO_2 > pCO_{2атм}$ (в морской воде концентрация кислорода испытывает дефицит, а углекислого газа пересыщена по отношению к их содержанию в атмосфере) [6].

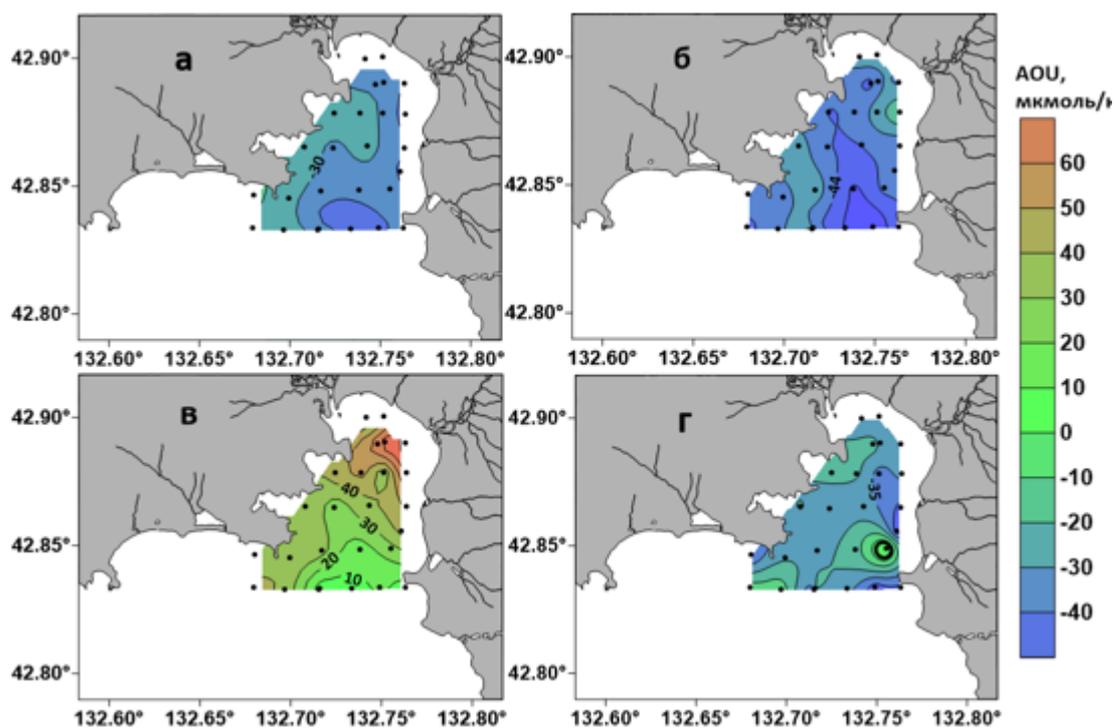


Рис.1. Кажущееся поглощение кислорода (AOU) в заливе Восток на поверхности и на дне по данным осенней (а,в) и весенней экспедиции (б, г) 2015 и 2016 гг.

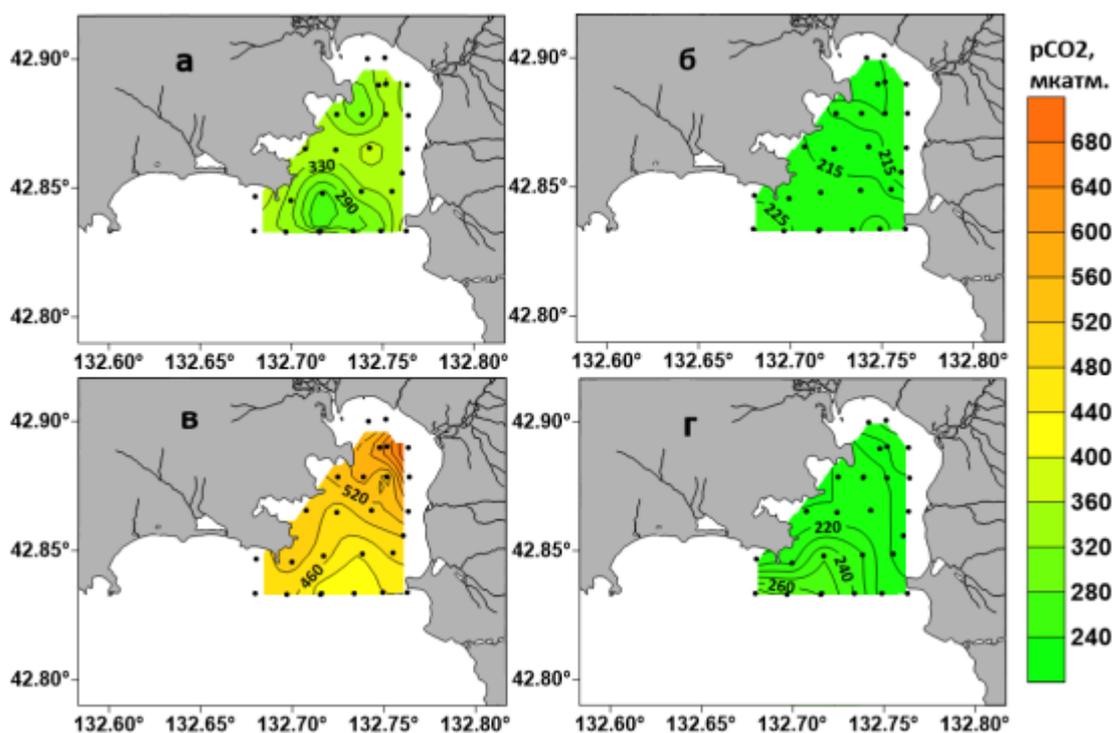


Рис 2. Парциальное давление углекислого газа ($p\text{CO}_2$) в заливе Восток на поверхности и на дне по данным осенней (а,в) и весенней экспедиции (б, г) 2015 и 2016 гг.

Из рис. 1а,б,г и 2а,б,г видно, что в поверхностных водах залива Восток в осенний и весенний сезоны, а для придонных вод в весенний сезон реализуется ситуация “3”. Иначе говоря, на этих горизонтах в данный сезон доминирует процесс фотосинтеза, т.е. продукция органического вещества. Для придонного горизонта осенью 2015 г. реализуется вариант “4” (рис. 1в, 2в), т.е. доминируют процессы деструкции органического вещества (дыхание). Из полученных результатов следует два важных вывода:

1) В начале осени в придонном слое доминируют процессы деструкции органического вещества, подобно тому, как это ранее наблюдалось в Амурском заливе [7, 9]. Однако, интенсивность этих процессов в сравнении с Амурским заливом не столь велика, чтобы приводить к гипоксии.

2) Залив Восток является стоком для атмосферного углекислого газа в осенний и весенний сезоны, что является характерной особенностью прибрежных акваторий средних широт [8].

Работа была выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00381-а.

Список литературы

1. Гайко Л.А. Гидрометеорологические особенности залива Восток (Японское море) // Тихоокеанский океанологический ин-т ДВО РАН. Владивосток, 2006. -91 с.: 52 ил. – Библиогр.: 54. – Рус. – Деп. В ВИНТИ 28.11.2006. № 1471-В2006.
2. Лоция северо-западного берега Японского моря от реки Туманная до мыса Белкина // МО СССР, ГУ навигации и океанографии. 1984. № 1401. 314 с.
3. Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Звалинский В.И., Сергеев А.Ф. Карбонатная система Амурского залива (Японское море) в условиях гипоксии // Океанол. — 2011. — Т. 51, № 2. — С. 246–257.
4. Тищенко П. П. Отчёт о результатах экспедиционных исследований во втором этапе 69 рейса НИС "Профессор Гагаринский" (с 16 по 24 марта 2016 г.)

5. Тищенко П. П. Отчёт отряда гидрохимии о работе, выполненной в 66-2 рейсе НИС “Профессор Гагаринский” в Заливе Восток (Залив Петра Великого, Японское море) в период с 01.09 по 03.09.2015г.

6. Тищенко П.Я., Павлова Г.Ю., Салюк А.Н., Бычков А.С. Карбонатная система и растворённый кислород Японского моря. Анализ биологического и температурного фактора // Океанол. — 1998. — Т. 38, № 5. — С. 678-684.

7. Тищенко П.Я., Сергеев А.Ф., Лобанов В.Б., Звалинский В.И., Колтунов А.М., Михайлик Т.А., Тищенко П.П., Швецова М.Г. Гипоксия придонных вод Амурского залива // Вестник ДВО РАН. 2008. №6. С. 115-125.

8. Bauer J.E., Cai W.-J., Raymond P.A., Bianchi T.S., Hopkinson C.S. & Regnier P.A.G. The changing carbon cycle of the coastal ocean // Nature, 2013. V. 504, pp. 61-70.

9. Tishchenko P. Ya., Lobanov V. B., Zvalinsky V.I., Sergeev A.F., Koltunov A., Mikhailik T.A., Tishchenko P.P., Shvetsova M.G., Sagalaev S., and Volkova T.I. Seasonal Hypoxia of Amursky Bay in the Japan Sea: Formation and Destruction // Terr. Atmos. Ocean. Sci., 2013. V. 24, № 6, pp.1033-1050.

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПОЛЕЙ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ И
ТЕМПЕРАТУРЫ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ ЛЕДОВИТОСТИ В
БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

FEATURES OF SURFACE FIELDS OF CURRENT VELOCITY AND TEMPERATURE
IN THE NORTH ATLANTIC AT CHANGE OF ICE COVER IN THE BARENTS SEA

**Бабич Милена Сергеевна¹, Крашенинникова Светлана Борисовна², Шокурова
Ирина Геннадьевна³**

¹ СевГУ, г. Севастополь, Россия

² ФИЦ ИнБЮМ, г. Севастополь, Россия

³ ФИЦ МГИ, г. Севастополь, Россия

Babich Milena¹, Krasheninnikova Svetlana², Shokurova Irina³

¹ Sevastopol State University, Sevastopol, Russia

² A. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences,
Sevastopol, Russia

³ Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia

Введение

В настоящее время достаточно хорошо изучено влияние глобальных климатических сигналов (Североатлантическое колебание, Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО)) на изменчивость поверхностной циркуляции и температуры Северной Атлантики (Нестеров, 2013). В качестве климатического индекса следует также рассматривать изменчивость ледовитости Баренцева моря, являющейся индикатором климатических изменений в Северо-Европейском бассейне (Крашенинникова и др., 2019; Матишов, Дженюк, 2012). В работе (Крашенинникова и др., 2019) установлен типичный период междесятилетней изменчивости ледовитости Баренцева моря ~65 лет, соответствующий АМО на фоне общего значимого ее уменьшения, свидетельствующего в пользу глобального потепления. А также выявлена значимая отрицательная связь ($R = -0,8$) ледовитости и Атлантической мультидекадной осцилляции на периодах более 20 лет со сдвигом 1–2 года. На связь изменений ледовой обстановки в арктическом регионе и термических условий в тропиках через атмосферную циркуляцию и, в частности, через атмосферные волны Россби указывается в работах (Hall et al., 2020; McCrystall et al., 2020).

Современные океанические реанализы позволяют дать с высоким пространственным разрешением достоверную информацию о полях поверхностных течений, температуре и их изменчивости на межгодовом и междесятилетнем масштабах в Северной Атлантике (Горбушкин, Демидов, 2019; Крашенинникова и др., 2020). Поэтому использование этих данных способствует получению достоверных результатов при исследовании изменений циркуляции под воздействием глобальных климатических сигналов.

Цель работы: выявить особенности поверхностных полей скорости течений и температуры Северной Атлантики при долговременных изменениях ледовитости в

Баренцевом море.

Материалы и методы

В работе использовались данные о температуре и скорости течений океанического реанализа ORAS4, за 2004–2015 гг. Регион исследования включает в себя Северную Атлантику и ряд морей Северо-Европейского бассейна: Гренландское, Норвежское, Баренцево (рис. 1). Ледовитость Баренцева моря оценивалась по инструментальным данным наблюдений (Воробьев и др., 2010; Жичкин, 2015; Матишов, Дженюк, 2012) за период 1958–2014 гг.

Поиск связей между межгодовой изменчивостью ледовитости и вариациями поверхностной скорости, температуры в Северной Атлантике производился с помощью корреляционного анализа. Рассчитывались прямые корреляции для января и сдвиговые корреляции для рядов среднегодовых значений скорости течений и температуры за предыдущий год.

В районах с высокими значениями корреляции между изменчивостью ледовитости в Баренцевом море, скоростью течений и температурой в Северной Атлантике и Северо-Европейском бассейне: район северной границы Гольфстрима (41–42° с.ш., 56–59° з.д.), Трансарктическое течение (75–77° с.ш., 3–7° з.д.), район северной границы Южного пассатного течения (0–3° с.ш., 16–32° з.д.), стрежень Гольфстрима (38–42° с.ш., 52–62° з.д.), Баренцево море (70–75° с.ш., 40–45° з.д.) анализировались долговременные тенденции изменений температуры и скорости течений. Значимость полученных корреляций и трендов оценивалась по t-критерию Стьюдента.

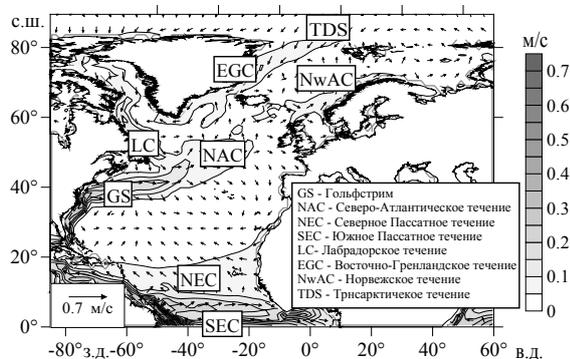


Рис. 1. – Среднегодовое поле скорости течений (м/с) по данным океанического реанализа ORAS4 – стрелки. Модуль скорости течений – изолинии. Названия основных течений Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна – в прямоугольниках

Результаты и выводы

В работе определены особенности пространственного распределения скорости поверхностных течений и температуры Северной Атлантики при изменяющейся ледовитости Баренцева моря за 1958–2014 гг. На основе анализа полей пространственного распределения коэффициентов прямых корреляций и со сдвигом в один год между указанными параметрами, установлены районы со значимыми связями. Значения коэффициентов корреляции среднегодовых значений температуры в Баренцевом море с температурой и скоростью течений в Гольфстриме равны 0,86 и 0,75, соответственно. Рост ледовитости происходил при увеличении скорости Трансарктического течения. Значение коэффициента корреляции между температурой в Баренцевом море и скоростью этого течения к северо-

западу от арх. Шпицберген составляет $-0,72$. Выявлены положительные тренды в изменчивости скорости течений в районах северных границ Гольфстрима и Южного пассатного течения, температуры – в Гольфстриме и Баренцевом море, а отрицательные – в изменчивости скорости Трансарктического течения и ледовитости Баренцева моря.

Работа выполнена по темам государственного задания ФИЦ ИнБЮМ «Функциональные, метаболические и токсикологические аспекты существования гидробионтов и их популяций в биотопах с различным физико-химическим режимом» (0556-2021-0003), Морского гидрофизического института РАН «Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан-атмосфера, определяющие региональную пространственно-временную изменчивость природной среды и климата» (0555-2021-0002).

Список литературы

1. Воробьев В.Н., Косенко А.В., Смирнов Н.П. Многолетняя динамика ледового покрова морей западного сектора Арктики и ее связь с циркуляцией атмосферы и океана в Североатлантическом регионе // Изв. РГО. 2010. Т. 142. Вып. 6. С. 52–59.
2. Горбушкин А.Р., Демидов А.Н. Изменчивость термохалинных характеристик на $\sim 26,5^\circ$ с.ш. по данным трансатлантических океанологических разрезов и реанализов // Метеорология и гидрология. 2019. № 7. С. 64–77.
3. Жичкин А.П. Динамика межгодовых и сезонных аномалий ледовитости Баренцева и Карского морей // Вестник Кольского научного центра РАН. 2015. Т. 1. № 20. С. 55–64.
4. Крашенинникова С.Б., Крашенинникова М.А. Причины и особенности долговременной изменчивости ледовитости Баренцева моря // Лед и снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 112–122.
5. Крашенинникова С.Б., Шокурова И.Г., Шокуров М.В. Зимние аномалии скорости течений и температуры в океане при смещениях «северной стены» Гольфстрима // Океанология, 2020. Т. 60, № 1. С. 27–36.
6. Матишов Г.Г., Дженюк С.Л. Арктика Морская хозяйственная деятельность в российской Арктике в условиях современных климатических изменений // Экология и экономика. 2012. № 1. (5). С. 26–37.
7. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада ЛТД, 2013. 144 с.

УДК 551.463.6

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ
НОРВЕЖСКОГО МОРЯ В РАЙОНЕ ЛОФОТЕНСКИХ ОСТРОВОВ В ПЕРИОД
1998-2020 ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА

INTERANNUAL VARIABILITY OF THE SEA SURFACE TEMPERATURE IN THE
LOFOTEN ISLANDS AREA OF THE NORWEGIAN SEA ACCORDING TO SATELLITE
MONITORING IN 1998-2020

**Булатова Татьяна Валерьевна, Ванюшин Георгий Петрович,
Трошков Анатолий Александрович**

*Всероссийский научный исследовательский институт рыбного хозяйства и
океанографии/ ФГБНУ "ВНИРО"/ г. Москва*

Tatyana Bulatova, George Vanyushin, Anatoly Troshkov

Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography /VNIRO/ Moscow

Введение

В настоящее время данные спутникового мониторинга являются основным материалом для исследования различных динамических процессов, связанных с температурой поверхности океана (ТПО). Аппаратура, установленная на борту метеорологических спутников, обладает большой точностью, способна непрерывно отслеживать изменения ТПО на обширных акваториях и оперативно передавать полученную информацию в центры данных для дальнейшей обработки. Кроме того, этот способ получения данных о температурных процессах в Мировом океане на данный момент экономически наиболее выгоден.

Для обеспечения рыболовного флота и научных организаций РФ оперативной и аналитической информацией о состоянии температурного режима в различных акваториях Мирового океана ФГБНУ «ВНИРО» в течение последних десятилетий развивал технологии спутникового мониторинга ТПО на основе комплексного анализа спутниковых и судовых данных о температурных условиях в актуальных для исследовательских и промысловых целях акваториях (Ванюшин Г.П. и др., 2005). Конечный продукт мониторинга представляют собой комплекты карт распределения ТПО заданной временной дискретности (неделя, месяц, сезон, год и т.д.), используемые в дальнейшем для анализа, диагностики и прогнозов различных океанологических и экологических процессов, имеющих место в Мировом океане.

В рыбопромысловых целях спутниковый мониторинг ТПО используется не только при оценке промысловой обстановки, но и для изучения влияния температурных условий в акваториях, важных для развития гидробионтов, на процесс формирования их биологической продуктивности. Одной из таких акваторий в Северо-Восточной Атлантике является зона Лофотенских островов в Норвежском море – район нагула и обитания множества промысловых объектов – таких как сельдь, скумбрия, зубатка, пикша, сайда и т.д. Также эта акватория известна как район основного нереста одного из главных промысловых объектов Северной Атлантики - северо-восточной арктической трески (годовой объем ее уловов достигает 1 млн. тонн).

Данные и методы

Спутниковый мониторинг ТПО Норвежского моря осуществляется ФГБНУ «ВНИРО» начиная с 1998 года. В качестве исходных материалов используется цифровой массив снимков в инфракрасном диапазоне с искусственных спутников Земли серии NOAA. Верификация спутниковых данных осуществлялась с помощью квазисинхронных измерений температуры воды с судов, буев и береговых станций, полученных из Центра Мировых

данных (г. Москва). Составление карт ТПО первичной (недельной) дискретности происходит в оперативном режиме по следующему алгоритму:

- накопление и специализированная выборка обработанных спутниковых данных за семидневный период с целью составления в конце срока “спутниковых” матриц ТПО с разрешением 1,0° географический градус;
- накопление, выборка и составление матриц ТПО “in situ” на основе анализа квазисинхронных измерений температуры воды с судов, буев и береговых станций, полученных за аналогичный семидневный период;
- составление интегральных цифровых матриц спутниковых и судовых измерений ТПО после введения поправок за влияние атмосферы;
- составление цифровых и аналоговых вариантов недельных карт ТПО;
- занесение карт ТПО в банк данных.

Цифровые матрицы, созданные на базе недельных карт ТПО за период 1998-2020 гг. (примеры карт ТПО недельной дискретности представлены на рис.1), послужили основой для построения карт ТПО и аномалий ТПО (разница с климатической нормой 1971-2000 гг.) среднемесячной и среднегодовой степеней осреднения (примеры аналоговых карт и цифровых матриц аномалий ТПО месячной дискретности представлены на рис.2) и расчета соответствующих средних значений по квадратам 1°x 1°. Полученные результаты использовались как основной показатель температурной обстановки в акватории Норвежского моря для сравнительного анализа межгодовой изменчивости ТПО за период 1998-2020 гг. в районе Лофотенских островов.

Для оценки пространственно-временных закономерностей динамики ТПО в Норвежском море была выделена реперная зона, границы которой примерно соответствуют основной зоне нереста северо-восточной арктической трески (Ванюшин Г.П. и др., 2008). Границы реперной зоны показаны на рис. 1 и 2.

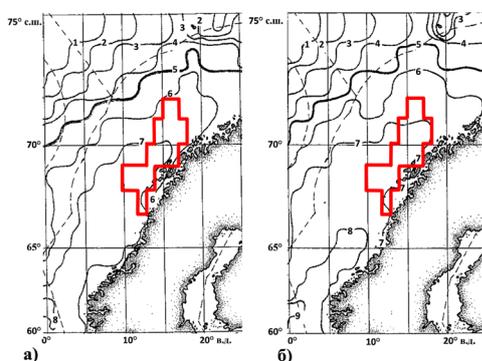


Рис. 1 Примеры карт ТПО акватории Норвежского моря недельной дискретности: а) 08-14.03. 2016 г. б) 12 -18.04.2016 г.

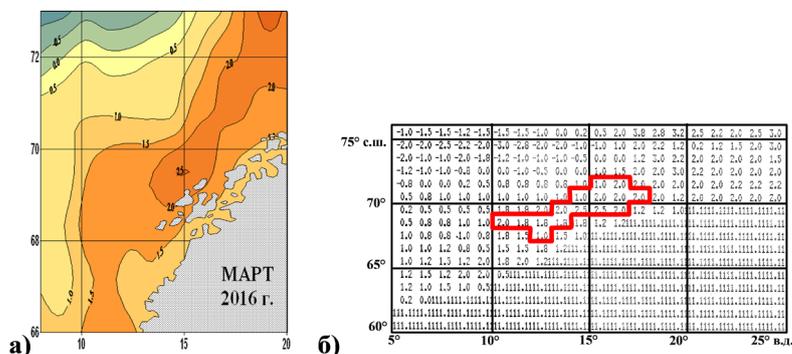


Рис.2 Пример карт среднемесячного анализа ТПО Норвежского моря (март 2016 г.): а) карта аномалий ТПО, б) фрагмент цифровой матрицы аномалий ТПО

Для реперной зоны были произведены расчеты среднемесячных и среднемноголетних значений ТПО и аномалий ТПО, проведена оценка годовой и многолетней динамики ТПО в 1998-2020 гг.

Результаты

Результаты проведенных исследований показали, что в целом в 1998-2020 гг. в Норвежском море в районе Лофотенских островов наблюдался резкий положительный тренд роста ТПО (рис. 3). В период с 1998 по 2001 г. среднегодовые показатели ТПО, плавно снижаясь, достигли минимума (6,91°C) в 2001 г. и далее вплоть до 2006 г. (8,29°C) демонстрировали высокие темпы роста. В период 2006-2020 гг. температурная ситуация в районе Лофотенских островов несколько стабилизировалась, среднегодовые значения ТПО колебались в пределах от 7,85°C (2008 г.) до 8,55°C (2017 г.). После максимума, достигнутого в 2017 г., наблюдается небольшой спад роста ТПО (в диапазоне 8,05-8,42°C).

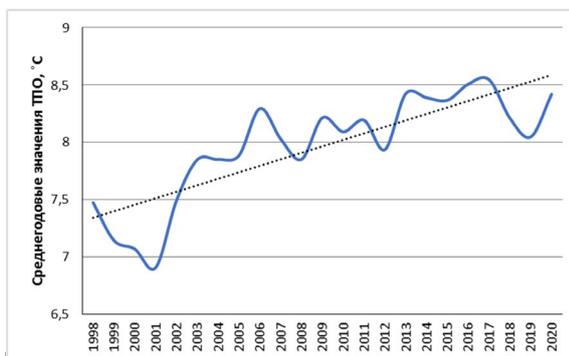


Рис.3 – Распределение среднегодовых величин ТПО в акватории Лофотенских островов в период 1998-2020 гг.

Следует отметить, что положительный тренд на повышение ТПО характерен для каждого месяца. Наиболее сильно положительный тренд проявлен в феврале, наименее сильно – в июле (рис. 4).

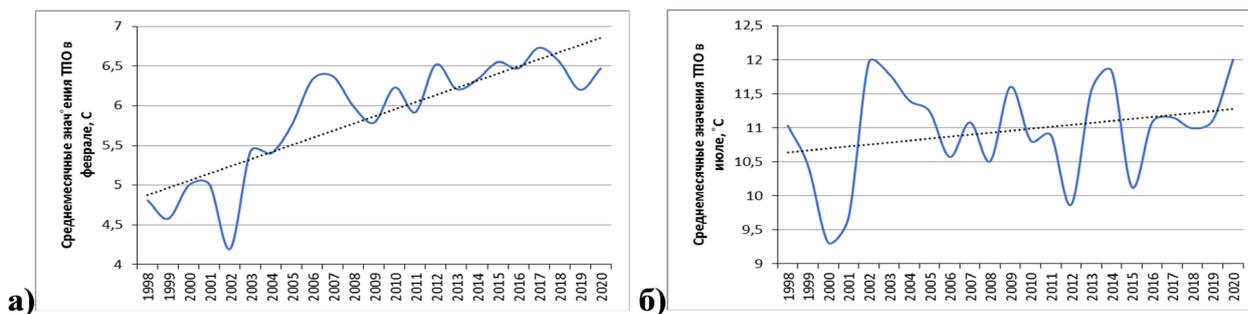


Рис.4 – Распределение среднемесячных величин ТПО в акватории Лофотенских островов в период 1998-2020 гг. (а) в феврале (б) в июле

Сравнительная оценка показателей ТПО Норвежского моря в акватории Лофотенских островов с климатическими данными особенно актуальна для периода основного нереста северо-восточной арктической трески, приходящегося на март-апрель. В целях рыбохозяйственных исследований в ФГБНУ «ВНИРО» производились расчеты аномалий ТПО данной степени дискретности (среднесезонные) для 1998-2020 гг. Полученные результаты показали, что в 1998-2020 гг. ТПО в период март-апрель была в среднем выше климатической. Отрицательные аномалии ТПО отмечены только в 2001 г. (-0,26°C).

В целом, анализ динамики многолетнего хода среднесезонных значений ТПО в период март-апрель 1998-2020 гг. показал наличие резкого тренда на повышение среднесезонных

аномалий ТПО в районе Лофотенских островов (рис. 5). Снижение величин аномалий ТПО (с 0,86°С до -0,26°С), отмеченное для периода 1998-2001 г., после достижения минимума в 2001 г. сменилось ростом температурных аномалий с достижением максимума в 2015 г. (2,04°С). С этого года в исследуемой акватории наблюдается определенное понижение величин аномалий ТПО, продолжающееся по настоящее время.

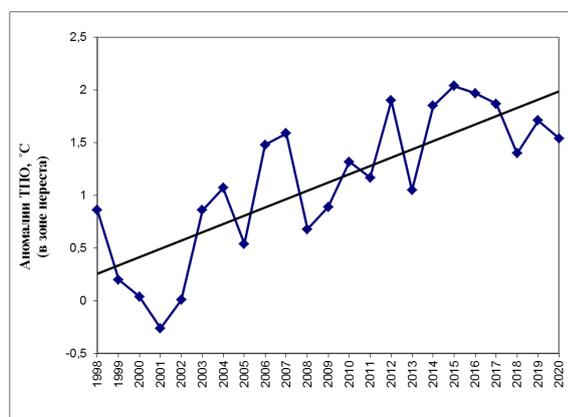


Рис.5 – Распределение аномалий ТПО Норвежского моря в акватории Лофотенских островов, осредненных для периода март-апрель 1998-2020 гг.

Подводя итоги, можно сделать вывод, что в Норвежском море в районе Лофотенских островов начиная с 2002 г. отмечался заметный рост ТПО. Максимум среднегодовых значений ТПО был достигнут в 2017 г., далее наблюдался небольшой спад, продолжающийся вплоть до 2020 г. В районе по-прежнему преобладают положительные аномалии ТПО.

Список литературы

Ванюшин Г.П., Котенев Б.Н., Кружалов М.Ю., Трошков А.А., Барканова Т.Б., Булатова Т.В., Царева В.А., Коробочка А.А., Марков С.Н. *Спутниковый мониторинг температурных условий промысловых районов Мирового океана. Программа ВНИРО*. Москва, изд. ВНИРО, 2005 г., 48 стр.

Ванюшин Г.П., Котенев Б.Н., Борисов В.М., Кружалов М.Ю., Булатова Т.В., Трошков А.А. Температурные условия Баренцева и Норвежского морей как важный фактор колебаний урожайности поколений северо-восточной арктической трески *Gadus morhua*. Сб.: Вопросы промысловой океанологии, вып.5. №1. Москва, изд. ВНИРО, 2008 г., с. 134-150.

УДК 551.465.45

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛЮМА РЕКИ ПЯСИНА В КАРСКОЕ МОРЕ

SPREADING OF THE PYASINA RIVER PLUME IN THE KARA SEA

Григорьева Марина Юрьевна¹, Осадчиев Александр Александрович^{1,2}, Кречик Виктор Антонович³, Фрей Дмитрий Ильич², Степанова Наталья Борисовна^{1,2}

¹*Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), Москва*

²*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

³*Атлантическое отделение Института океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Калининград*

Marina Grigoryeva¹, Alexander Osadchiev^{1,2}, Viktor Krechik³, Dmitry Frey², Natalya Stepanova^{1,2}

¹*Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Moscow*

²*Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Moscow*

³*Atlantic Branch Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Kaliningrad*

Введение

Работа посвящена описанию распространения и перемешивания стока реки Пясины в Карском море и сравнению характеристик этого процесса за разные годы. В работе рассматривается центральная часть Карского моря. С полуострова Таймыр в южной части рассматриваемого участка в Карское море втекают крупные реки Обь и Енисей. Восточнее располагается река Пясины, распространение которой изучается в данной работе. Большая часть пресноводного стока поступает в Карское море с водами крупных рек Оби и Енисея (годовые стоки составляют 530 км³ и 630 км³ соответственно) (Gordeev et al., 1996). Пясины имеет существенно меньший объем стока (90 км³) (Gordeev et al., 1996), поэтому при изучении опреснения поверхностного слоя в Карском море этой реке уделяется существенно меньше внимания. Однако, этого объема, по-видимому, достаточно для формирования большого по площади плюма Пясины. Из-за того, что реки Обь, Енисей и Пясины впадают в Карское море на небольшом расстоянии друг от друга (порядка 200 км), их плюмы сливаются в единую область опреснения, что затрудняет детектирование и исследование характеристик плюма Пясины. В данной работе производится описание и сравнение плюма данной реки за разные годы по результатам нескольких экспедиций в Карское море.

Данные и методы

Основные данные, использованные в работе, были собраны в рамках 58-го рейса НИС «Академик Иоффе» в Карское море. Также анализировались данные, собранные в трех экспедициях в Карское море в 2013, 2014 и 2018 годах, по которым был проведен сравнительный анализ пространственных характеристик и солености плюма Пясины за разные годы. Натурные измерения включали в себя измерения поверхностной солености моря с

помощью зонда AML-BaseX или термосалинографа SBE21, установленного в проточную систему, а также вертикальной термохалинной структуры с помощью зонда SBE19p, установленного на розетке. По полученным данным строились графики солености в акватории, прилегающей к устью реки Пясины, вертикальные разрезы поперек границы плюма, а также вертикальные профили на станциях внутри и вблизи границы плюма. Положение плюма по данным поверхностной солености сопоставлялось с данными реанализа ветра NCEP CFSR.

Результаты

На рис. 2 приведена вертикальная структура солености по данным натурных измерений на разрезе от Енисейского залива к Пясинскому заливу. На этом разрезе видно, что опресненный слой составляет примерно 10-11 метров в глубину (определяемой до изохалины 20) и практически не меняется на протяжении всего разреза. Поверхностная соленость на разрезе в свою очередь резко изменяется, в Енисейском заливе она равна 5, далее возрастает до 9.5, а в Пясинском заливе падает до 7.5. Наличие двух изолированных областей пониженной солености говорит о том, что по имеющимся данным можно разделить енисейские воды, доминирующие в западной части разреза в поверхностном слое, и пясинские воды, формирующие область понижения солености в поверхностном слое в восточной части разреза (возможно, поверх енисейских вод).

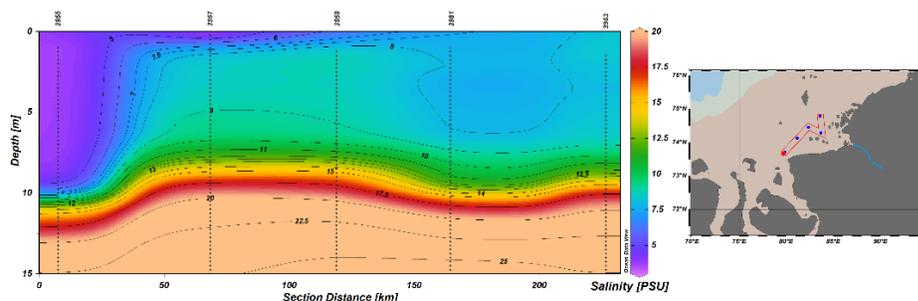


Рис. 2. Вертикальная структура солености в плюме Пясины.

И действительно, плюм Пясины хорошо отделяется от плюма Енисея на вертикальном профиле солености на станции, наиболее близкой к устью Пясины, показанном на рис. 3. Воды Пясины распространяются поверх плюма Енисея, образуя резкий скачок солености на глубине 6.5-7.5 метров. Граница опресненного поверхностного слоя составляет около 10 метров.

Область распреснения также видна на распределении поверхностной солености, построенной по ходу движения судна (рис. 4). По мере отдаления от реки виден постоянный уровень солености 7.5 на расстоянии порядка 60 км, затем происходит резкое увеличение солености в поверхностном слое, по-видимому, маркирующее внешнюю границу плюма Пясины. В период измерений дул южный и юго-западный ветер, что привело к наблюдаемому смещению плюма на север. Несмотря на недостаток измерений к северо-востоку от Пясинского залива, вызванный неблагоприятными ледовыми условиями во время экспедиционных работ, площадь плюма Пясины в этот период можно оценить в 10 000 км².

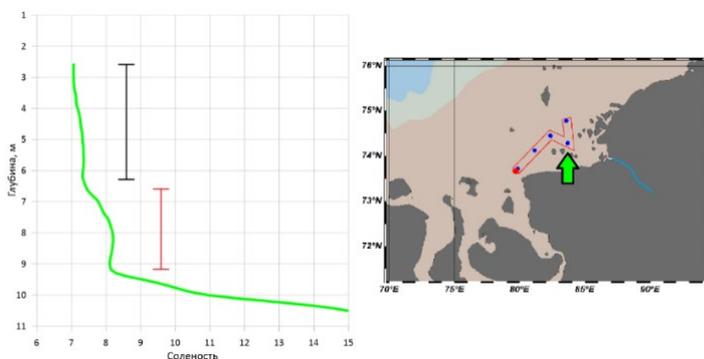


Рис. 3. Вертикальный профиль солености на станции, наиболее близкой к устью Пясины. Черный отрезок соответствует верхнему слою плюма Пясины, красный отрезок – промежуточному слою плюма Енисея. Зеленой стрелкой показана станция, на которой проводились измерения.

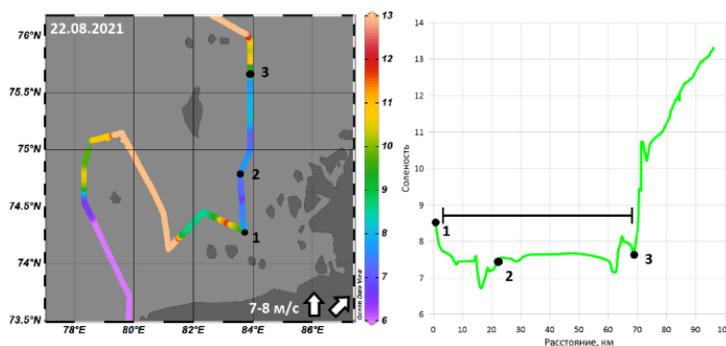


Рис. 4. Поверхностная соленость в плюме Пясины и прилегающей акватории Карского моря по ходу движения судна (слева) и зависимость поверхностной солености от расстояния до станции, наиболее близкой к устью Пясины. Черный отрезок соответствует области распространения плюма Пясины. Черными кружками показано расположение участков графика на карте. Белыми стрелками показано направление ветра в дни измерений.

Пространственные размеры плюма Пясины также оценивались по измерениям в поверхностном слое в рассматриваемом регионе в 2013, 2014 и 2018 годах (рис. 5) и сравнивались с направлением господствующего ветра. Измерения 25-27 сентября 2018 года четко детектировали понижение солености в плюме Пясины до 13-14, хорошо заметные на фоне повышения солености до 20-22 к востоку и западу от плюма. Траектория судна пересекла плюм Пясины с запада на восток, пясинские воды регистрировались на протяжении около 100 км. В течение нескольких дней, предшествовавших измерениям, в этом регионе дул сильный южный ветер, что привело к распространению плюма на север. По имеющимся данным площадь плюма в этот период можно оценить в 12 000 км². 21-23 сентября 2014 года на проходе вдоль Пясинского залива также регистрировалось понижение солености, связанное с распространением плюма Пясины, но менее сильное (с 12-14 до 10) и на меньшем участке (50 км). В этот период регистрировался умеренный юго-западный ветер, что, по-видимому, привело к смещению плюма на северо-восток вдоль побережья Таймыра. 5-7 сентября 2013 года падения солености около Пясинского залива на графике не наблюдается, по-видимому, из-за воздействия северного и северо-восточного ветра, прижавшего плюм к берегу.

По данным разреза солёности 2021 года при использовании значения среднегодового стока Пясины была посчитана площадь опреснения от плюма реки. Ее значение составило 9 650 км². Для сравнения по данным термохалинной характеристики была определена граница общей области опреснения от рек Оби, Енисея и Пясины (граница солёности была проведена по изохалине 20), а затем оценена площадь опреснения, которая составила около 125 000 км².

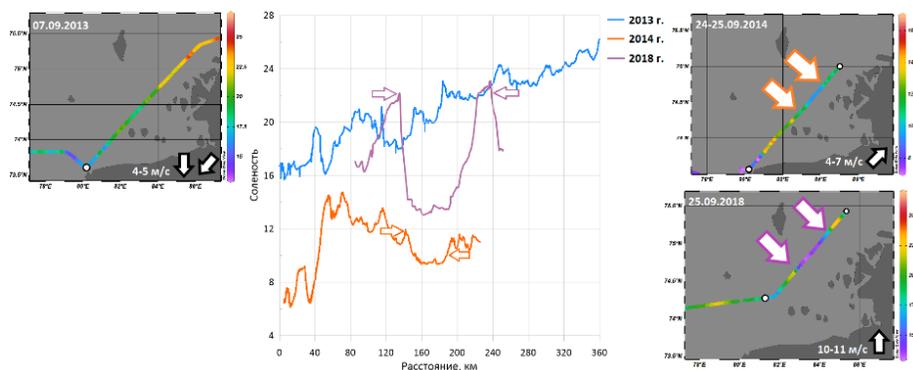


Рис. 5. Поверхностная солёность в плюме Пясины и прилегающей акватории Карского моря по ходу движения судна в периоды экспедиционных измерений в 2013 (слева вверху), 2014 (справа вверху) и 2018 (справа внизу) годах. Стрелками указаны границы плюма Пясины. Белыми кружками показаны границы участков, взятых для построения графиков (в центре). Белыми стрелками показано направление ветра в дни измерений.

Выводы

Работа посвящена малоизученному плюму Пясины, который формируется в Пясинском заливе и распространяется на значительную площадь в прилегающей акватории Карского моря. Натурные измерения в августе и сентябре в 2013, 2014, 2018 и 2021 годах показали, что область распространения плюма Пясины пересекается с областью распространения плюма Енисея, из-за этого формируется трехслойная структура с более пресными пясинскими водами в поверхностном слое и более солёными (из-за перемешивания на пути из Енисейского залива на восток) енисейскими водами в промежуточном слое. Это позволяет детектировать плюм Пясины как изолированную (от Енисейского залива) область пониженной солёности (на несколько промилле) как по данным измерений в поверхностном слое, так и по данным вертикальных зондирований. При этом площадь плюма Пясины оценивается в 10 000 км², что составляет 8% от общей площади опресненного поверхностного слоя в центральной части Карского моря в августе-сентябре (125 000 км²).

Список литературы

Gordeev, V. V., Martin, J. M., Sidorov, J. S., & Sidorova, M. V. (1996). A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean. *American Journal of Science*, 296, 664–691. doi:10.2475/ajs.296.6.664

Благодарности

Работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ.

УДК 551.468
ПОВТОРЯЕМОСТЬ АПВЕЛЛИНГОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ В 2000-2019 ГГ.

UPWELLING FREQUENCIES IN THE SOUTH-EASTERN BALTIC SEA IN 2000-2019

Капустина Мария Владимировна¹, Зимин Алексей Вадимович^{1,2}

¹*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

²*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург*

Kapustina Mariia Vladimirovna¹, Zimin Alexey Vadimovich^{1,2}

¹*Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

Введение

Прибрежный апвеллинг в Юго-Восточной Балтике (ЮВБ) – довольно распространённое явление [Lehmann, et al., 2012]. Он наблюдается во время действия ветров вдольбереговых направлений: северного, северо-восточного и восточного, а также стонных ветров. Пространственно-временные характеристики апвеллингов в описываемом регионе различаются по данным разных исследователей. Например, с 2000 по 2014 гг. по спутниковым данным [Есюкова и др., 2017] выявлено 135 событий апвеллинга, произошедших с мая по октябрь. А в работе [Dabuleviciene et al., 2018] за апрель-сентябрь 2000-2015 гг. было выделено 69 событий апвеллинга. Подобные различия связаны не только с некоторыми пространственными и временными различиями анализируемых данных, но и с разницей применяемых методов.

Целью данной работы является статистическая оценка пространственно-временных масштабов апвеллингов в ЮВБ по данным реанализа в 2000-2019 гг. на основе предложенного авторами метода объективной идентификации термических аномалий.

Данные и методы

Расчёт повторяемости термических аномалий в ЮВБ производился по данным реанализа CMEMS Baltic Sea Physical Reanalysis product [Liu et al., 2019] – ежесуточные данные о температуре воды на глубине 1.5 м на регулярной сетке с размером ячейки около 4×4 км. Были использованы данные с мая по октябрь 2000-2019 гг. для акватории ЮВБ, ограниченной координатами 19.24-21.20° в.д., 54.30-55.73° с.ш. (рис. 1, район, отмеченный заливкой), и зоны открытого глубокого моря (расстояние до берега 70 и более км) с координатами 18.90-19.68° в.д., 55.56-56.00° с.ш. (см. рис. 1, заштрихованный квадрат).

Независимая валидация данных реанализа выполнялась на основе расчета корреляции температуры воды по данным реанализа с температурой воды на глубине 1 м по данным термоксы, установленной на платформе D6 в прибрежной зоне Балтийского моря.

Метод автоматической идентификации термических аномалий в прибрежной зоне ЮВБ был реализован с использованием следующего алгоритма: для зоны открытого глубокого моря рассчитывалась среднесуточная температура поверхности моря (ТПМ), и полученные значения вычитались из значений температуры воды в каждой ячейке массива данных. Если температура в ячейке была меньше средней температуры воды области открытого моря на пороговое значение, ячейка отмечалась как часть зоны апвеллинга. Пороговым значением

было выбрано значение 1°C, в соответствии с оценками разницы температуры воды между зоной апвеллинга и окружающими водами, представленными в [Есюкова и др., 2017]. Наличие зоны отрицательной аномалии размером хотя бы в одну ячейку температуры воды в прибрежной зоне отмечалось как наличие апвеллинга в эту дату. По приведенному алгоритму оценивалась продолжительность и повторяемость апвеллингов для двух районов, разделенных мысом Таран (рис. 1): (район «западный») западное побережье Калининградского полуострова совместно с побережьем Балтийской косы, (район «северный») побережье Куршской косы совместно с северным побережьем Калининградской области. Отдельно повторяемость рассчитывалась для всей ЮВБ для тех случаев, когда апвеллинг наблюдался в обоих районах одновременно.

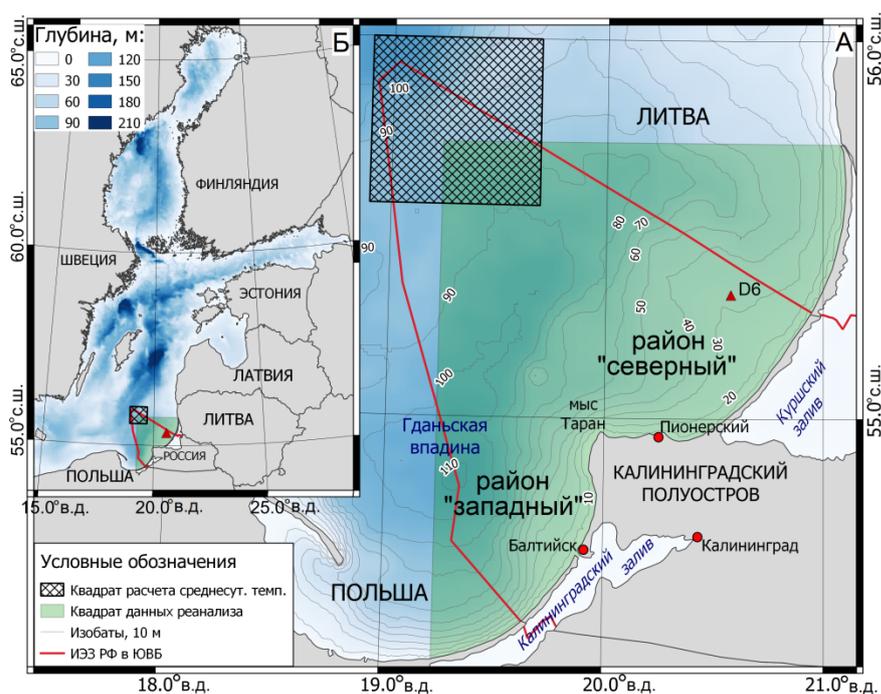


Рис. 1. Карта глубин ЮВБ (А), на врезке карта Балтийского моря (Б). Район исследований обозначен зеленой заливкой. Красным треугольником показано расположение платформы D6. К западу и к северу от м. Таран указаны районы исследования.

Работа алгоритма верифицировалась путем сопоставления дат апвеллингов в 2014 г., выделенных визуально по спутниковым данным ТПМ уровня L2 (MODIS Terra/Aqua) [Krek et al., 2021], с датами, полученными алгоритмом и путем визуального сопоставления с данными термокосы за 2015-2019 гг. и с данными гидрологического разреза, выполненного в 127-м рейсе НИС «Профессор Штокман» 26 июля 2014 г.

Результаты

Результаты сопоставления данных реанализа и термокосы за май-октябрь 2016 г. показали наличие значимого коэффициента корреляции, который составил 0.96. Верификация алгоритма показала совпадение по времени отрицательных аномалий, выделенных алгоритмом автоматической идентификации, и явлений подъема холодных вод к поверхности в районе платформы D6, по данным судовых наблюдений и по данным ТПМ.

Результаты анализа повторяемости апвеллингов за 2000-2019 гг. показали, что в среднем в Юго-Восточной Балтике наблюдается 8-10 апвеллингов в год (табл. 1), минимум (3 апвеллинга) был отмечен в районе «западный» в 2005 г., максимум – в районе «северный» в

2014 г. Продолжительность апвеллингов в теплый период года варьировала от семи (в районе «западный» в 2012 г.) до 120 дней (наблюдался в районе «северный» в 2002 г.), в среднем составляя около 49-66 дней в теплый период года.

Таблица 1. Межгодовая изменчивость повторяемости апвеллингов в ЮВБ

год	Юго-Восточная Балтика		Район «западный»		Район «северный»	
	апвеллингов	дней	апвеллингов	дней	апвеллингов	дней
2000	10	88	9	70	8	83
2001	12	62	7	46	12	49
2002	5	123	7	114	5	120
2003	6	67	5	46	6	65
2004	9	55	10	39	8	50
2005	8	56	3	39	9	54
2006	11	106	10	90	11	95
2007	9	44	8	30	8	36
2008	11	81	8	66	8	69
2009	11	68	9	41	9	59
2010	11	58	10	44	12	38
2011	5	26	6	15	4	21
2012	9	22	4	7	6	17
2013	17	46	10	26	12	31
2014	13	94	13	77	13	64
2015	9	61	10	47	8	38
2016	10	76	9	61	10	59
2017	9	29	9	19	5	17
2018	5	67	8	49	5	67
2019	10	91	12	51	9	90
Всего за 20 лет	190	1320	167	977	168	1122
Среднее значение	9.5	66	8.35	48.85	8.4	56.1

В период 2000-2019 гг. в районе «западный» наблюдается увеличение повторяемости апвеллинговых событий с уменьшением их продолжительности, которое также наблюдается в районе «северный» при отсутствии тренда для повторяемости апвеллингов.

В работе также была проанализирована внутригодовая изменчивость повторяемости апвеллингов (рис. 2). Показано, что наблюдается сезонная изменчивость повторяемости апвеллингов: постепенное уменьшение повторяемости с мая к июню, рост – к июлю, снижение к сентябрю и резкий рост к октябрю.

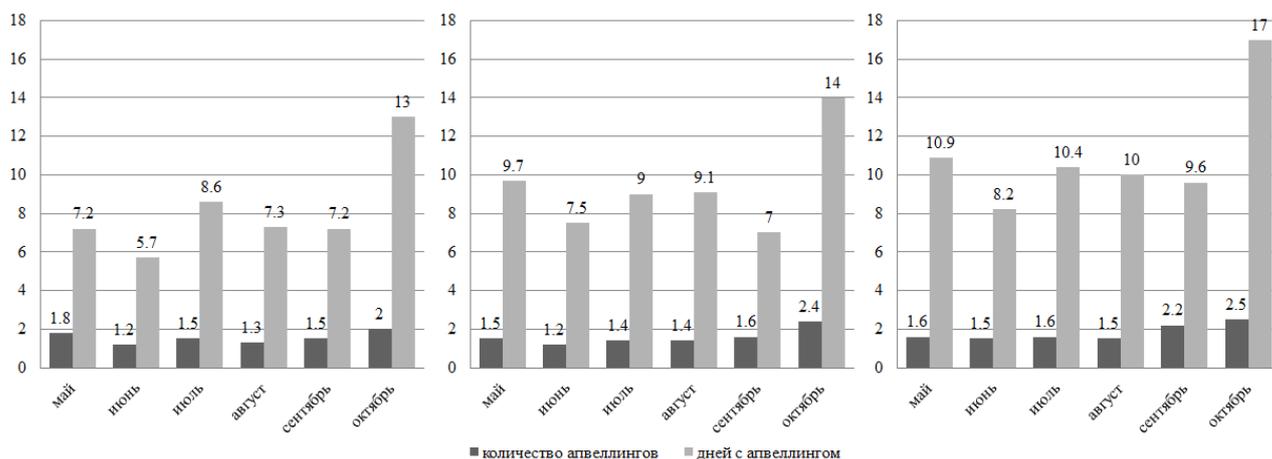


Рис. 2. Внутригодовая изменчивость повторяемости апвеллингов в районе «северный» (слева), в районе «западный» (по центру) и в ЮВБ (справа).

Увеличение повторяемости отрицательных аномалий ТПМ в октябре может быть связано с осенним выхолаживанием воды в прибрежной зоне. Для того, чтобы определить природу этого выхолаживания, необходимо дополнительно проводить анализ метеорологических или спутниковых [Есюкова и др., 2017] данных для каждого события понижения температуры.

Заключение

Алгоритм автоматической идентификации, примененный к данным CMEMS Baltic Sea Physical Reanalysis product [Liu et al., 2017], позволяет получать постоянные и достоверные сведения о наличии или отсутствии явления апвеллинга в ЮВБ. Он позволил подтвердить сезонную изменчивость повторяемости апвеллингов в рассматриваемом регионе и выявить значительную (более чем в 5 раз) межгодовую изменчивость в продолжительности данного явления. Дальнейшие исследования будут направлены на объяснение выявленных колебаний с процессами в атмосфере.

Благодарность

Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема №0128-2021-0012). Авторы выражают благодарность ООО «Лукойл-КМН» за помощь в организации получения данных термоксы и начальника гидрологического отряда 127 рейса НИС «Профессор Штокман» Чурина Д.А. за предоставление гидрологических данных.

Список литературы

1. *Dabuleviciene T., Kozlov I.E., Vaiciute D., Dailidienne I.* Remote sensing of coastal upwelling in the south-eastern Baltic Sea: Statistical properties and implications for the coastal environment // *Remote Sensing*. – 2018. – V.10. – N 11. – 1752.
2. *Krek A.V., Krek, E.V., Danchenkov, A.R., Krechik, V.A., Kapustina, M.V.* The role of upwellings in the coastal ecosystem of the Southeastern Baltic Sea // *Regional Studies in Marine Science*. – 2021. – V.44. – 101707.
3. *Lehmann A., Myrberg K., Höflich K.* A statistical approach to coastal upwelling in the Baltic Sea based on the analysis of satellite data for 1990–2009 // *Oceanologia*. – 2012. – V.54. – N 3. P.369-393.

4. *Liu Ye, Axell L., Jandt S., Lorkowski I., Lindenthal A., Verjovkina S., Schwichtenberg F.* Baltic Sea Production Centre. BALTICSEA_REANALYSIS_PHY_003_011 // Quality Information Document. – 2019. – P. 4.

5. *Есюкова Е.Е., Чубаренко И.П., Стонт Ж.И.* Апвеллинг или дифференциальное выхолаживание? Анализ спутниковых ТПМ-изображений юго-восточной части Балтийского моря // Водные ресурсы. – 2017. – Т.44. – № 1. – С. 28-37.

Корженовская Арина Ильинична^{1,2}, Медведев Игорь Павлович², Архипкин Виктор Семенович¹

Korzhenovskaia Arina Ilinichna^{1,2}, Medvedev Igor Pavlovich², Arkhipkin Viktor Semionovich¹.

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow

² Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

Азовское море – это самое изолированное и мелководное море Мирового океана. Оно соединяется с Черным морем через Керченский пролив, ширина которого 5–15 км. Основными видами мезомасштабных колебаний уровня здесь являются штормовые нагоны и сейши. Известно, что в Азовском море также наблюдаются приливные колебания уровня [1, 2], но они практически не исследованы. В рамках настоящей работы впервые подробно изучаются особенности приливных колебаний уровня Азовского моря.

В работе использовались длительные ежечасные данные наблюдений на 14 прибрежных гидрометеорологических пунктах Азовского моря (Табл.1), которые были взяты с сайта Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом Океане (ЕСИМО). Для обработки данных и получения необходимых результатов использовались гармонический и спектральный анализы.

Таблица 1. Характеристика станций, использованных для анализа колебаний уровня Азовского моря

	Станция	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Временной ряд
1	Таганрог	47.20	38.90	1977-2003
2	Перебойный	47.18	39.23	1980-1984
3	Рогожкино	47.17	39.33	1977-1984
4	Дугино	47.17	39.43	1977-1984
5	Ейск-порт	46.80	38.27	1977-1995
6	Приморско-Ахтарск	46.03	38.15	1977-1982
7	Кубанская устьевая	45.32	37.38	1977-1978
8	Темрюк-порт	45.28	37.37	1979-2017
9	Тамань	45.22	36.72	1977-1992
10	Керчь	45.40	36.42	1977-2017
11	Опасное	45.40	36.60	1977-1995
12	Мысовое	45.50	35.80	1977-1995

13	Геническ	46.17	34.82	1977-1995
14	Мариуполь	47.03	37.50	1977-1995

Для оценки амплитуд и фаз основных приливных гармоник был использован гармонический анализ приливов для отдельных годовых серий уровня моря с последующим векторным осреднением за весь период наблюдений. Максимальных амплитуд среди гравитационных гармоник достигают K_1 до 2 см и M_2 до 1 см. На фоне слабых гравитационных приливов важную роль в мезомасштабной изменчивости уровня моря играют радиационные приливы. Они обусловлены не гравитационными силами, а радиационным воздействием Солнца. Соответственно, периоды радиационных гармоник связаны не с лунной, а с солнечной цикличностью. В отличие от обычных приливов, которые формируются непосредственно под влиянием гравитационных сил, радиационные приливы имеют более сложный механизм генерации. Они образуются под влиянием различных периодических факторов, связанных с излучением Солнца. Главным фактором, вызывающим появление радиационных приливов в Азовском море, видимо, являются бризовые ветра. Амплитуда суточной радиационной гармоники S_1 в восточной части моря достигает 5 см.

В суточном приливном диапазоне спектральный анализ с высоким разрешением позволил выявить ряд интересных особенностей. Использование длительных рядов наблюдений дали возможность расщепить соседние гармоники $P_1-S_1-K_1$. Показано, что на большинстве станций в Азовском море амплитуда радиационной гармоники S_1 заметно превосходит амплитуды гравитационных гармоник O_1 , P_1 и K_1 (Рис.1). На некоторых спектрах отсутствует гармоника O_1 , а амплитуды гармоник K_1 и P_1 примерно одинаковые, хотя в разложении приливного потенциала амплитуды этих гармоник соотносятся примерно как 3:1. Видимо, суточные приливные колебания уровня Азовского моря имеют преимущественно не гравитационное, а радиационное происхождение, т.е. связаны с радиационным воздействием Солнца на поверхность моря, в частности, с бризовыми ветрами.

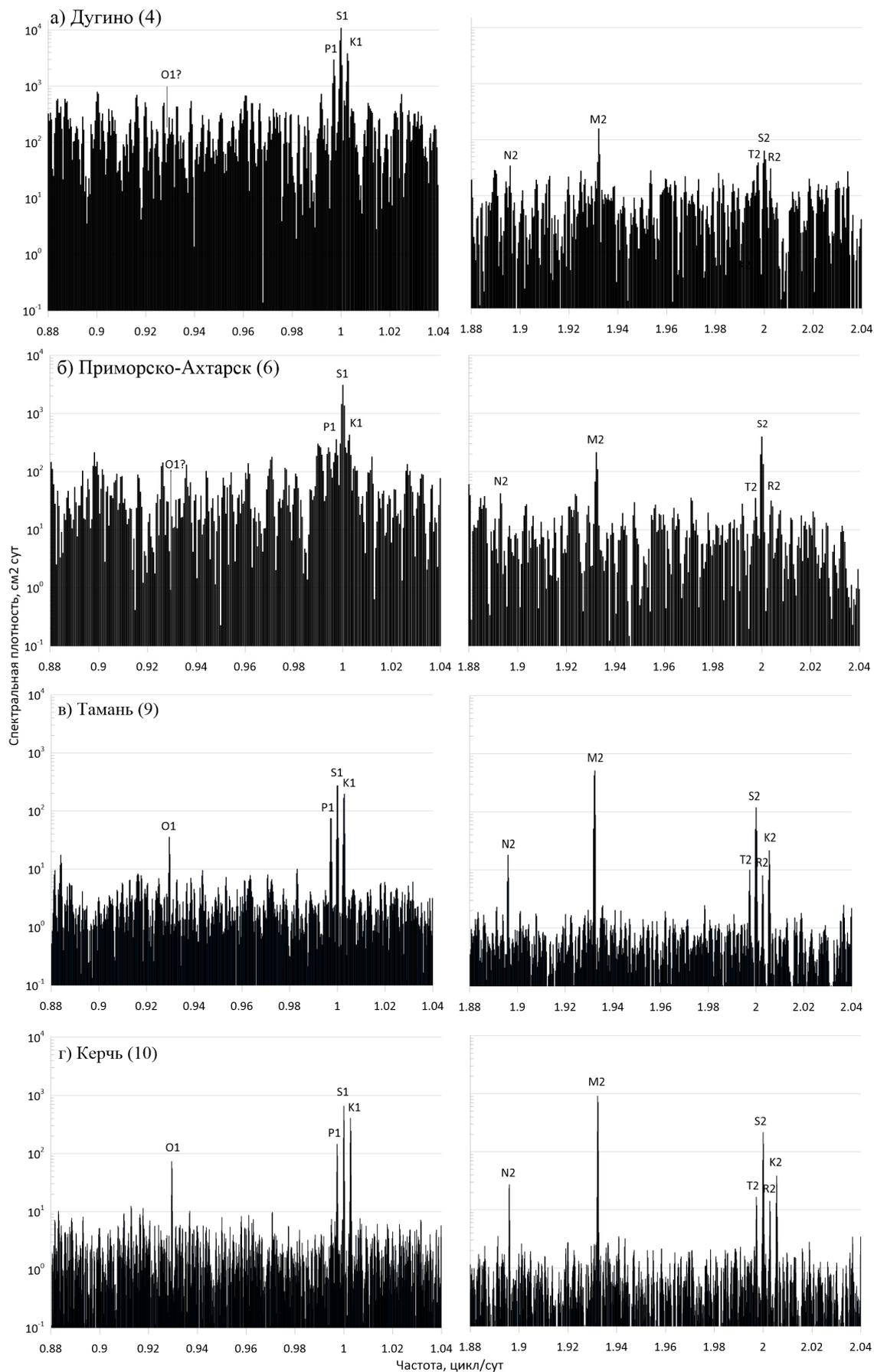


Рис.1 Спектры с высоким разрешением колебаний уровня Азовского моря для суточного и полусуточного диапазонов частот на станциях а) Дугино(4), б) Приморско-Ахтарск(6), в) Тамань(9), г) Керчь(10).

Анализ спектров колебаний уровня моря, построенных по зимним и летним рядам наблюдений, позволил выделить существенную сезонную изменчивость радиационных приливов и относительно слабую сезонную изменчивость гравитационных приливов. Спектральные пики, соответствующие суточным приливам, хорошо выражены летом, а зимой значительно ослабевают или почти полностью исчезают. Это подтверждает предположение, что суточные приливы в Азовском море являются радиационными.

Оценки амплитуд приливных гармоник на отдельных станциях сравнивались с результатами численных моделей приливов Черного и Средиземного морей [3, 4]. В целом результаты анализа береговых наблюдений хорошо соотносятся с результатами представленных моделей. Разница в определении амплитуды полусуточных приливов составляет 15-20%. Исключение составляют результаты для акватории Таганрогского залива, где амплитуда M_2 , рассчитанная по данным наблюдений и по модели, может отличаться в два раза. Это может быть связано с грубым пространственным разрешением Азовского моря в представленных моделях.

Таким образом, можно говорить, что приливы в Азовском море существуют и в северной части моря они преимущественно радиационные, а в южной – гравитационно-радиационные. Амплитуды основных суточных гармоник, в основном превышают полусуточные. Амплитуда гармоники S_1 достигает 6 см, в то время как амплитуда гармоники M_2 по всей акватории не превышает 1 см. Максимальная величина прилива составляет 19.5 см (в вершине Таганрогского залива), при этом важно отметить, что без учета амплитуды суточной радиационной гармоники S_1 размах приливных колебаний в северной части Азовского моря уменьшится более чем в 2 раза. Относительный вклад прилива в дисперсию колебаний уровня с периодами 4 ч – 10 суток составляет от 4.8% до 17.7%, а для периодов 4–30 ч – от 12% до 92%.

Список литературы

- 1) Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 231 с.
- 2) Endrös A. Die Seiches des Schwarzen und Asowschen Meeres und die dortigen Hubhöhen der Gezeiten // Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. 1932. V. 60. P. 442–453.
- 3) Ferrarin C. et al. Tidal dynamics in the inter-connected Mediterranean, Marmara, Black and Azov seas // Progress in Oceanography. 2018. V. 161. P. 102–115.
- 4) Medvedev I.P. Tides in the Black Sea: Observations and Numerical Modelling // Pure and Applied Geophysics. 2018. V. 175. No. 6. P. 1951–1969.

СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВОГО
ВОЛНЕНИЯ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ
SEASONAL AND INTERANNUAL VARIABILITY OF THE WIND WAVE
PARAMETERS IN THE CASPIAN SEA

Круглова Елизавета Евгеньевна¹, Мысленков Станислав Александрович^{2,3,4}

¹ *Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург*

² *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

³ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

⁴ *Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации*

Kruglova Elizaveta¹, Myslenkov Stanislav^{2,3,4}

¹ *Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg*

² *P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

³ *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

⁴ *Hydrometeorological Research Centre of the Russian Federation, Marine forecast division*

Введение

Грузооборот морских портов Каспийского бассейна за первые 5 месяцев 2021 года составил 3,1 млн тонн, тем самым стал в 1,5 раза больше по сравнению с аналогичным периодом в 2019 году. Разработанные месторождения на шельфе Каспийского моря имеют большое значение для экономики России и будут интенсивно развиваться, вследствие чего изучение особенностей режимных и экстремальных характеристик ветрового волнения является важной и актуальной задачей. Данная работа посвящена анализу высоты ветровых волн Каспийского моря за период с января 1979 года по декабрь 2020 года.

Данные и методы

Для анализа ветрового волнения в Каспийском море применялась волновая модель WAVEWATCH III. В качестве входных данных о ветре использовались данные реанализа высокого разрешения NCEP/CFSR/CFSv2 за период с 1979 года по 2020 год. Пространственное разрешение реанализа составляет $\sim 0.2-0.3^\circ$, шаг по времени 1 час. Поля льда были взяты из базы OSI-450 и реанализа NCEP/CFSv2.

Вычисления проводились на неструктурной триангуляционной сетке. Шаг сетки составляет около 10 км в открытой части Каспийского моря и до 1–2 км в прибрежной зоне, общее количество узлов 17529.

Результаты

В результате моделирования получен ряд данных о параметрах волнения за период с 1 января 1979 года по 31 декабря 2020 года с шагом по времени 3 часа. В данной работе анализировалась значительная высота волн. По данным моделирования были найдены максимальные и средние значения высот волн для разных частей Каспийского моря в различные сезоны года.

Для весны максимальная высота значительных волн составляет около 6,95 метров в Среднем Каспии и около 6,75 метров в Южном. Максимальные значения высоты волн в Северном Каспии около 4 метров. Наибольшие средние значения высот волн за весенний сезон

всего периода составляют около 1 метра и наблюдаются в Среднем Каспии. В других частях моря средняя высота волн 0,4-0,7 метров.

Максимальная высота волны в летний сезон 5,62 метра в Среднем Каспии. В Северном максимальные значения высот волн около 3 метров, а в Южном - 5 метров. Наибольшее среднее значение составляет 0,86 метра и находится так же в Среднем Каспии. Для других частей моря средняя высота волн 0,4-0,8 метров.

Осенью максимальная высота волн равна 7,18 метров в Среднем Каспии, максимумы высот волн в Северном Каспии около 5 метров, а в Южном ~ 6,5 метров. Наибольшее среднее значение высот волн наблюдается так же в Среднем Каспии и равно 1,25 м. Для других частей моря средние высоты волн составляют 0,5-0,8 метров.

Максимальные значения высот волн характерны для зимнего сезона. В Среднем Каспии наблюдается максимум высоты волны 8,17 метра, в Северном около 2 метров, а в Южном ~ 7 метров. Максимум средних значений за зимний сезон высоты волн достигает 1,36 метров. В Северном Каспии средние высоты волн около 0,2 метров, а в Южном 0,6-1 метра.

Также была проанализирована штормовая активность за период с 1979 по 2020 год. Из данных моделирования по методу peak over threshold были выбраны шторма с высотой волн более 3х метров для Среднего и Южного Каспия, и шторма с высотой более 2х метров для Северного.

В Северном Каспии наблюдается в среднем 1 шторм в год, значительного тренда не было обнаружено.

В Среднем Каспии в среднем 37 штормов в год. Проверялись на значимость тренды количества штормов высотой более 3 метров, высотой более 4 метров и высотой более 5 метров. В результате для всех критериев 3-5 м тренд нелинейный значимый. Наблюдается с 1979 года падение числа штормов, а с 1993-1994 годов наблюдается рост. Линейный положительный тренд значим для штормов 3 и 4 метров. Величина тренда для штормов высотой более 3 метров составляет 2 шторма/ 10 лет.

В Южном Каспии наблюдается в среднем 9 штормов в год, значимых трендов обнаружено не было. Существует незначимый отрицательный линейный тренд для штормов с высотой 4 и 5 метров.

Наиболее высокие волны наблюдаются в зимний период в Среднем Каспий. Обнаружены значимые нелинейные тренды в Среднем Каспии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-80088.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТАВА РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В
ВОДНОЙ ТОЛЩЕ ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЫ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ.

VARIABILITY OF THE COMPOSITION OF DISPERSED SEDIMENTARY MATTER IN
THE WATER COLUMN OF THE LOFOTEN BASIN OF THE NORWEGIAN SEA.

**Мигдисова Ирина Александровна¹, Стародымова Дина Петровна¹, Новигатский
Александр Николаевич¹, Ключиткин Алексей Андреевич¹, Булохов Антон
Васильевич¹**

¹ *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

**Migdisova Irina Aleksandrovna¹, Starodymova Dina Petrovna¹, Novigatsky Aleksandr
Nikolaevich¹, Klyuvitkin Alexey Andreevich¹, Bulokhov Anton Vasilevich¹**

¹ *Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow*

Введение

Изучение процессов современного осадкообразования и его связей с климатическими и гидрологическими условиями открывает возможности проведения реконструкций окружающей среды прошлого. Седиментационные системы в океане можно описать, используя несколько характеристик, наиболее наглядные из которых – потоки вещества (количественное изучение поступления вещества в динамике) и его элементный состав (качественная оценка рассеянного осадочного вещества) [Лисицын, 1978]. Особый интерес представляют исследования состава материала взвеси водной толщи в течение года, так как в ходе анализа вещества, помимо изучения изменчивости интенсивности седиментации, становится возможным получение представления о сезонной динамике системы осадконакопления [Новигатский и др., 2020; Дриц и др., 2020].

Данные и методы

В работе представлены результаты исследования трансформации состава водной взвеси Лофотенской котловины Норвежского моря в ходе седиментогенеза. Для этого были поставлены следующие задачи: изучение вертикальной и сезонной изменчивости потоков рассеянного осадочного вещества, а также определение компонентного и элементного состава взвеси водной толщи. Объектом исследования послужили образцы, отобранные в Лофотенской котловине Норвежского моря в ходе экспедиций НИС «Академик Мстислав Келдыш». Отбор рассеянного осадочного вещества производили в ходе годовой экспозиции автоматической глубоководной седиментационной обсерватории (АГОС), с помощью которой улавливалось осадочное вещество на разных горизонтах водной толщи [Лукашин, Щербинин, 2007]. АГОС была установлена в Лофотенской котловине летом 2018 г. и поднята после годовой экспозиции летом 2019 г. Для отбора рассеянного осадочного вещества использовались седиментационные ловушки двух типов: «Лотос», которая позволяет оценить изменчивость по месяцам, и интегральные ловушки МСЛ, которые позволяют оценить изменение состава по глубине. (рис. 1)

Результаты

Были получены оценки вертикальной и сезонной изменчивости потоков осадочного вещества, а также изучена динамика отдельных компонентов системы – органического и карбонатного углерода ($C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{карб}}$), аморфного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{ам}}$). Определение микроэлементного состава производилось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Agilent-7500a.

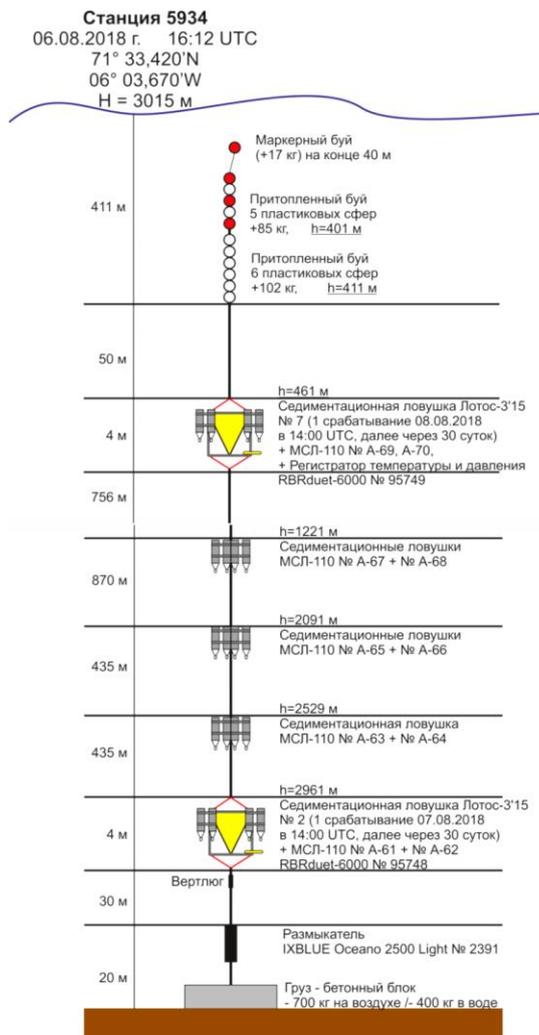


Рис. 1. Комплектация и схема постановки АГОС-4 (ст. 5934, АМК71)

Установлено, что в водной толще потоки вещества увеличиваются вниз по глубине – в нефелоидном слое (2980 м) поток вещества существенно выше, чем в вышерасположенных слоях, что объясняется образованием нефелоидного слоя под воздействием придонных течений. В верхнем слое (500 м) водной толщи увеличение потока вещества происходит в августе – сентябре, что связано с циклом цветения водорослей – кокколитофорид. В нижнем слое (2980 м) потоки увеличиваются в весенние месяцы (рис. 2). Компонентный состав вещества вниз по профилю водной толщи меняется монотонно – уменьшается содержание органического и карбонатного вещества и увеличивается содержание литогенного, что отражается и на микроэлементном составе.

Для того, чтобы оценить степень обогащения вещества элементами, было произведено сравнение полученных значений со значениями содержаний элементов в Северо-Американском сланце (NASC) [Gromet et al., 1984]. Были рассчитаны коэффициенты обогащения (КО), позволяющие произвести оценку источников поступления элементов:

$$КО = \frac{(C_{эл}/Al)_{проб}}{(C_{эл}/Al)_{NASC}}$$

Элементный состав рассеянного осадочного вещества верхних горизонтов водной толщи (500 м) характеризуется значительной сезонной изменчивостью и в большей мере определяется вкладом биогенного источника, что ведет к обогащению взвеси рядом элементов (Ba, Mn, Sr, Cu, Zn, Cd, Pb). (рис. 3)

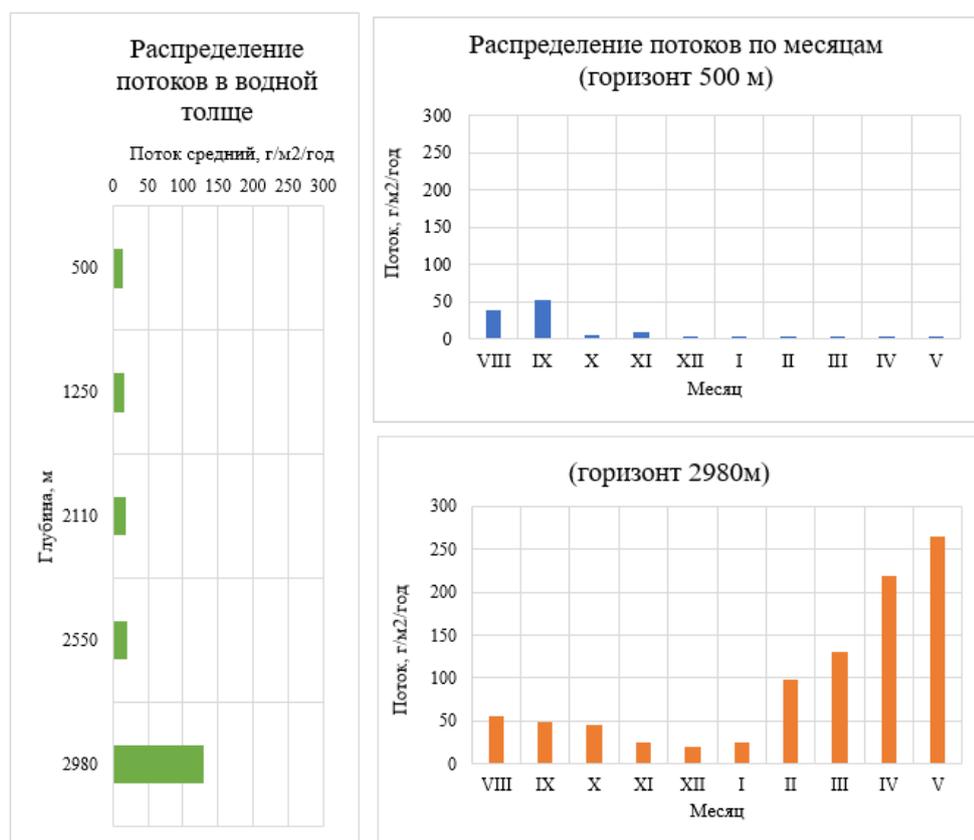


Рис. 2. Распределение потоков, зарегистрированных ловушками «Лотос» по месяцам на разных глубинах (ст. 5934, АМК71)

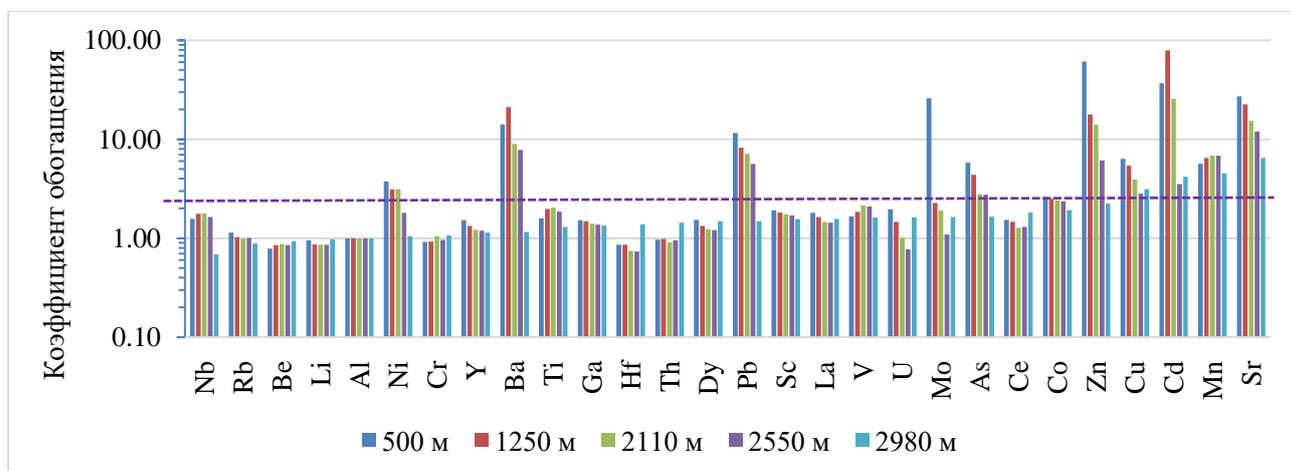


Рис. 3. Коэффициент обогащения, рассчитанный для ловушечного материала (ловушки МСЛ-110)

Заклучение

По результатам исследования были сделаны следующие выводы:

1. На глубине 500 м наибольшие потоки осадочного вещества зарегистрированы в августе и сентябре, что связано с циклами цветения разных видов фитопланктона. На горизонте 2980 м наибольшие потоки зарегистрированы в апреле и мае, что связано с усилением придонных течений.

2. Элементный состав осадочного вещества определяется вкладом литогенного и органогенного источников. Состав осадочного вещества верхних горизонтов (500 м) в большей мере определяется вкладом органогенного источника, его влияние убывает с глубиной в процессе растворения и разбавления карбонатов и деградации органического

вещества. (рис. 2) В придонном горизонте основным источником вещества является литогенный материал.

3. По рассчитанным коэффициентам обогащения можно сделать вывод, что взвешенное осадочное вещество обогащено Ba, Pb, Cu, Cd, Mo, Mn, Zn, Sr, что в свою очередь объясняется вкладом биогенного источника.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект №19-05-00787).

Список литературы

Дриц А.В., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д. и др. Потоки осадочного вещества в Лофотенской котловине Норвежского моря: сезонная динамика и роль зоопланктона // *Океанология*. 2020. Т. 60. №4. С. 576–594.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лукашин В.Н., Щербинин А.Д. Нефелоидный слой и горизонтальные потоки осадочного вещества в Норвежском море // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 6. С. 894–908.

Новигатский А.Н., Шевченко В.П., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Политова Н.В. Седиментогенез в Белом море: вертикальные потоки рассеянного осадочного вещества и абсолютные массы донных осадков // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 3. С. 429–441.

Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The «North American Shale Composite», its compilation, major and trace element characteristics // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 2469–2482.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ
ТЕМПЕРАТУРЫ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ ПО ДАННЫМ ДРИФТЕРНЫХ
ИЗМЕРЕНИЙ 1992-2021 ГГ.

SPACE-TIME CHANGES OF THE SURFACE TEMPERATURE OF THE BARENTS
AND KARA SEAS ACCORDING TO THE DATA OF DRIFTER MEASUREMENTS 1992-
2021

Никитин Олег Петрович, Касьянов Сергей Юрьевич

*Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Росгидромет,
Москва*

Nikitin Oleg, Kasyanov Sergey

N.N. Zubov's State Oceanographic Institute, Roshydromet, Moscow

Введение

В течение последних десятилетий в Мировом океане для изучения поверхностных течений систематически производятся массовые запуски свободно дрейфующих буев - дрейфтеров, отслеживаемых со спутников, которые могут дрейфовать в океане по многу лет. Запуски производятся ежегодно в рамках Глобальной дрейфтерной программы – GDP (Global Drifter Program), являющейся компонентой Глобальной системы наблюдений за Мировым океаном [Lumpkin, Pazos, 2007; Никитин, 2017]. В настоящее время все дрейфтеры оснащены датчиком температуры воды, который располагается на поверхностном поплавке в нескольких см ниже поверхности океана. Данные о температуре наряду с данными о местоположении дрейфтеров передаются по спутниковым каналам и доступны на сайте GDP.

В российской части Баренцева моря, а также в Карском море запуски дрейфтеров GDP не производились. Однако, будучи запущенными в Северной Атлантике и в западной, норвежской части Баренцева моря, дрейфтеры заплывают в российскую часть Баренцева моря, проникая и в Карское море. В настоящей работе представлены результаты обработки данных наблюдений за температурой, выполненных в Баренцевом и Карском морях с помощью дрейфтеров GDP.

Данные и методы

Согласно данным, полученным с сайта GDP, в бассейн Баренцева и Карского морей дрейфтеры заплывали, начиная с 1992 г. Совокупность траекторий 238 дрейфтеров, дрейфовавших в бассейне в период с января 1992 г. по март 2021 г., представлена на Рис. 1. Из 238 дрейфтеров 49 дрейфовали в бассейне свыше одного года, а 4 - свыше двух лет. Среднее время дрейфа составило 197 суток.

Все дрейфтерные данные были подвергнуты визуальному контролю и редактированию, очистке от данных дрейфа во льдах [Никитин, Касьянов, 2021]. Для расчетов и построения карт и графиков была использована компьютерная система хранения, математической обработки, визуализации и анализа дрейфтерных данных [Nikitin, 2012].

Результаты

Для хорошо освещенного дрейферными измерениями юго-западного района Баренцева моря был построен интегральный график среднегогодового годового хода поверхностной температуры воды (Рис. 2а), согласно которому температура максимальна в августе, а минимум достигается в апреле. По виду этого графика было проведено разделение данных на два периода – холодное (декабрь-май) и теплое (июнь-ноябрь) полугодия. Для этих полугодий были рассчитаны статистические характеристики и построены карты среднегогодовой температуры воды на поверхности Баренцева моря (Рис. 3 и 4).

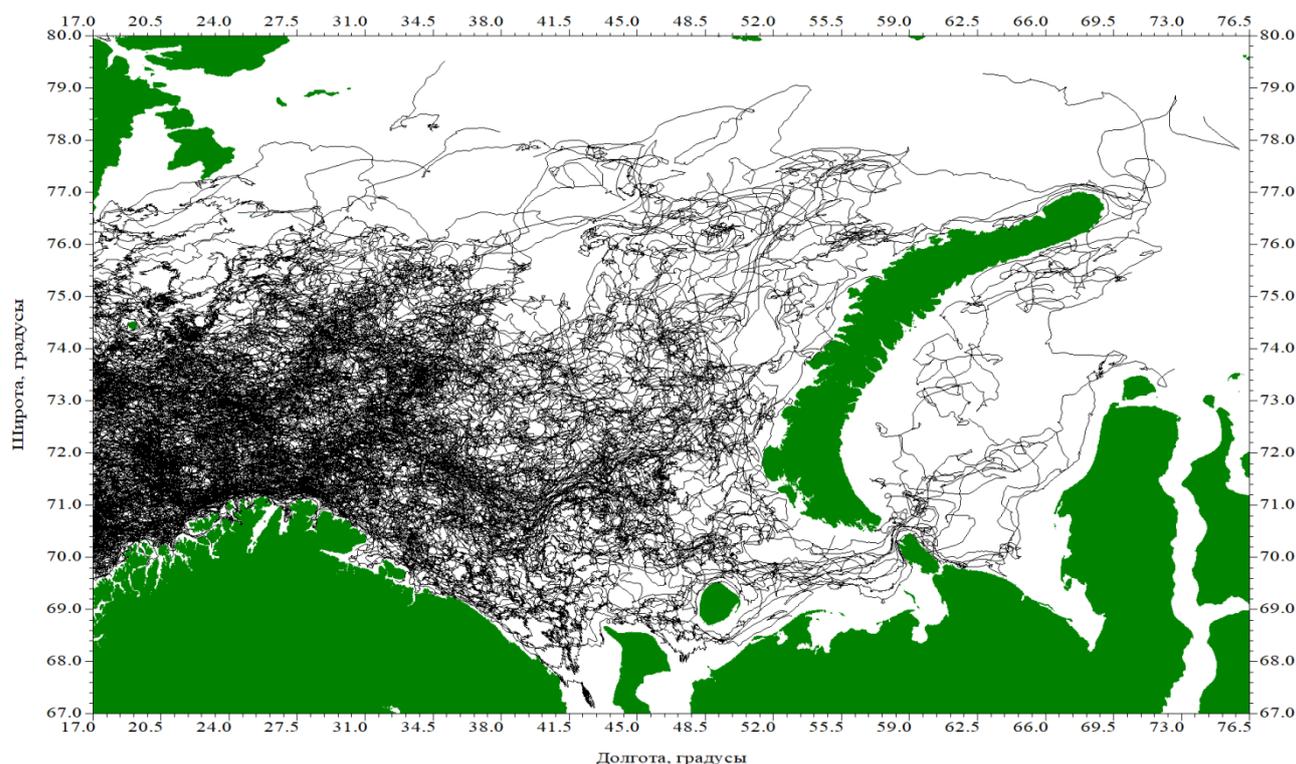


Рис 1. Траектории дрейферов в Баренцевом и Карском морях в 1992-2021 гг.

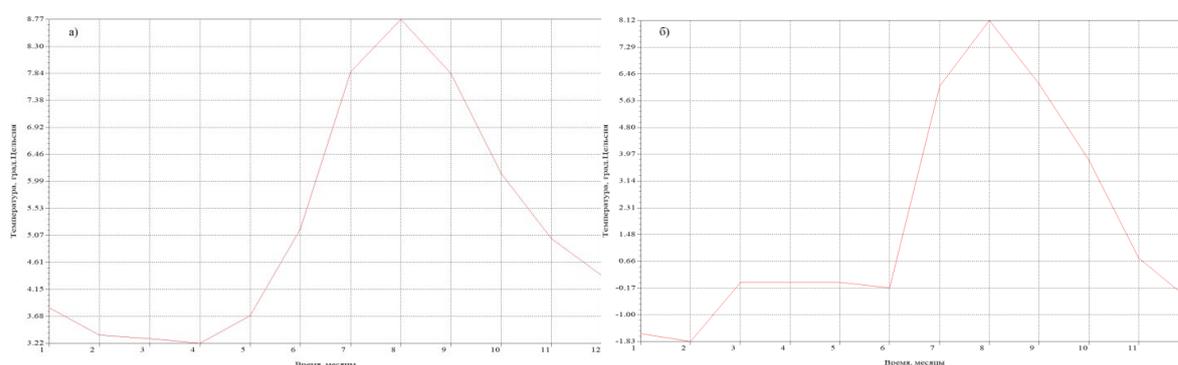


Рис 2. Годовой ход температуры воды на поверхности в среднем по данным дрейферных измерений 1992-2021 гг.: а) в Баренцевом море, б) в Карском море.

Для восточной части Баренцева моря, для области между меридианами 47 и 57⁰ в.д. график среднегогодового годового хода поверхностной температуры воды имеет такую же форму, как и на Рис. 2а, за исключением того, что в холодное полугодие среднемесячные температуры примерно на 3⁰С ниже. В то же время максимальные температуры в августе почти равны. Для Карского моря, годовой ход температуры воды на поверхности в среднем

по данным дрейферных измерений 1992-2021 гг. представлен на Рис. 2б. Имеющихся данных наблюдений оказалось недостаточно для построения карты среднемноголетней температуры

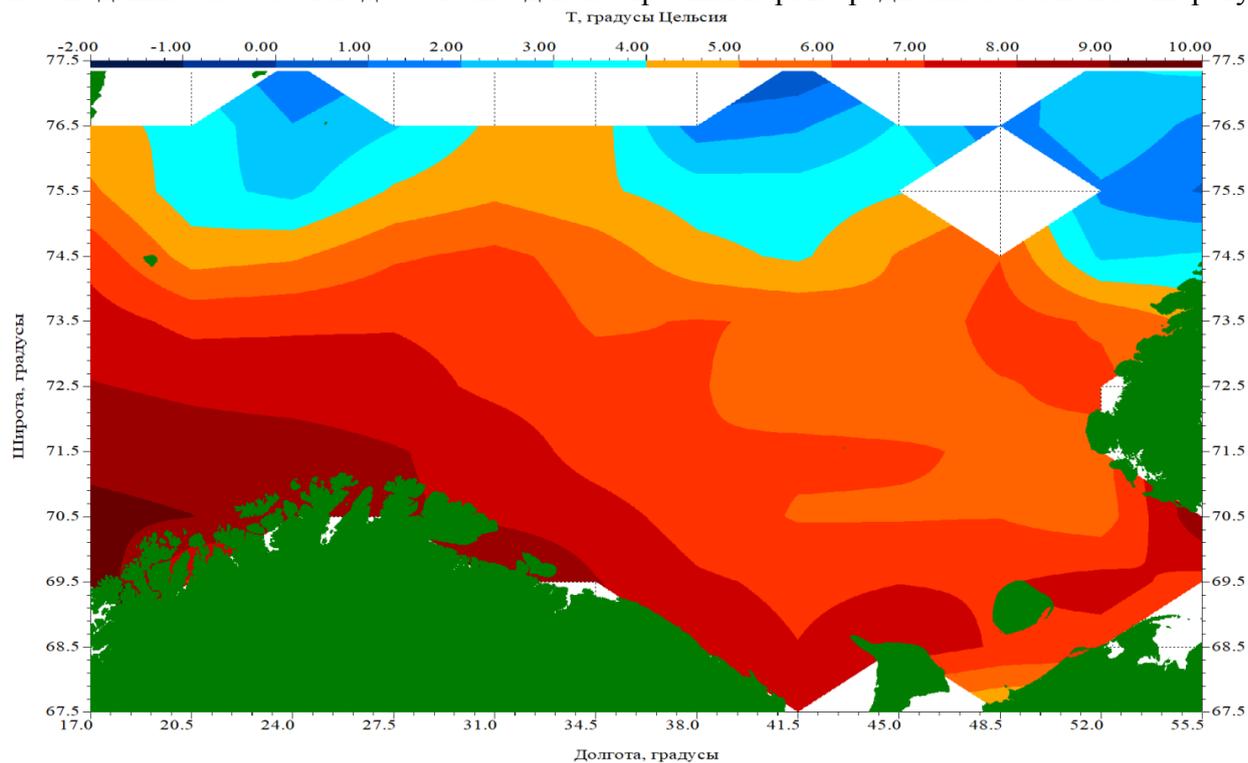


Рис. 3. Распределение среднемноголетней поверхностной температуры воды в Баренцевом море в теплый (июнь - ноябрь) период года.

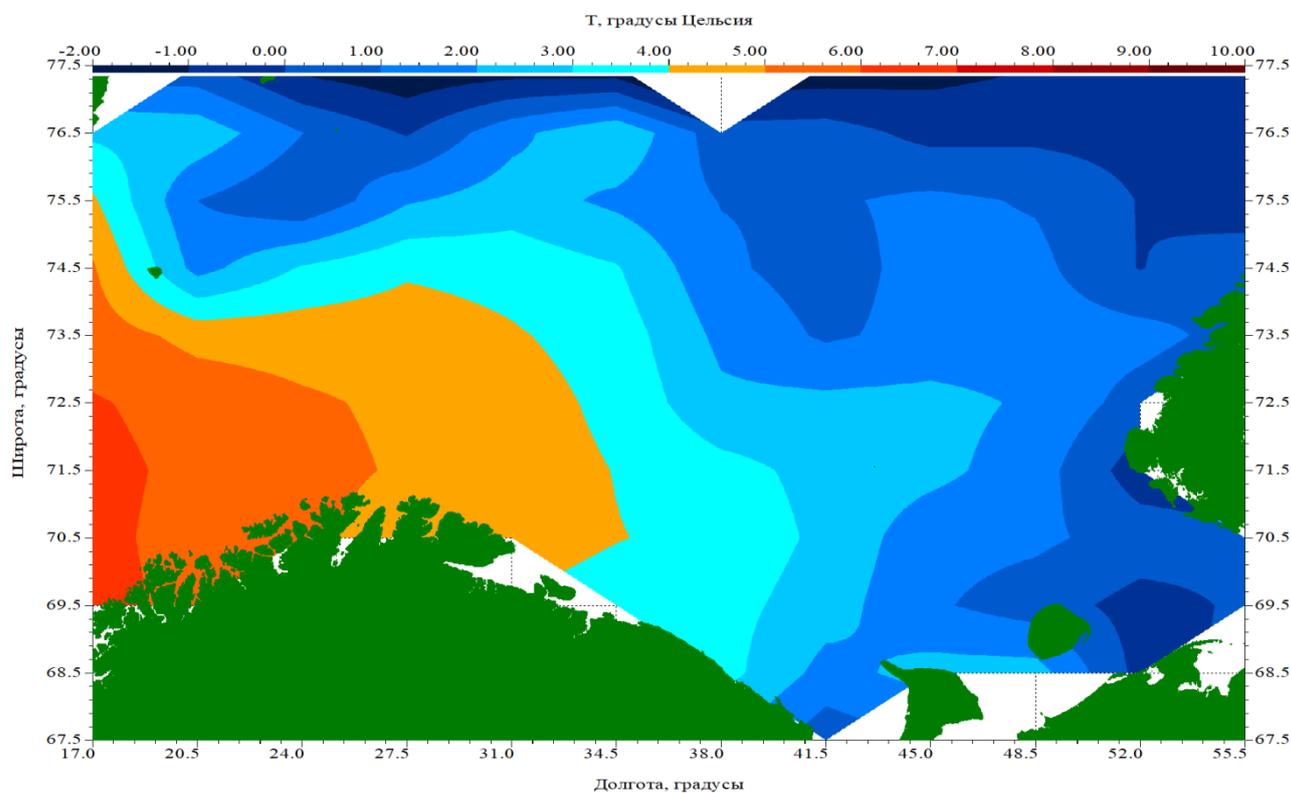


Рис. 4. Распределение среднемноголетней поверхностной температуры воды в Баренцевом море в холодный (декабрь - май) период года.

в Карском море; особенно мало наблюдений было в феврале-апреле. По виду графика температуры воды на Рис. 2б можно заключить, что к относительно теплomu сезону в Карском море можно отнести период с июля по октябрь. Как в Баренцевом, так и в Карском морях наибольший прирост температуры воды на поверхности происходит в июле (Рис. 2а и 2б).

Поле температуры воды на поверхности Баренцева моря формируется под влиянием поступления теплых атлантических вод с юга-запада и холодных арктических вод с севера (Рис. 3 и 4). Наибольшие значения температуры воды наблюдаются в юго-западной части моря, наименьшие – на севере и в холодный период года – на юго-востоке. Обращает на себя внимание чередование теплых и холодных областей в северной части Баренцева моря, наблюдающееся как в теплый, так и в холодный периоды года. Южнее распределения изолиний температуры в указанные периоды года заметно отличаются. В теплое полугодие наиболее нагретые воды находятся вблизи побережья. В холодное полугодие выражен язык относительно теплой воды, простирающийся от западной части моря через его центральную часть вплоть до Новой Земли к окрестности пролива Маточкин Шар, соединяющего Баренцево море с Карским морем $\sim 73.5^\circ$ с.ш.

Заключение

Накопленные за период 1992-2021 гг. данные дрейфтерных измерений позволили построить для Баренцева моря интегральный график годового хода поверхностной температуры воды, а также карты температуры для теплого и холодного сезонов, определенных по виду графика годового хода. Для Карского моря данных хватило только на построение графика годового хода температуры воды.

В отличие от ранее опубликованных климатических карт [Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1990] рассмотренный тридцатилетний климатический период 1992-2021 гг. соответствует периоду повышения температуры водных масс и уменьшения площади ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях [Трофимов и др., 2018].

Благодарность

Работа поддержана научно-образовательным центром «Российская Арктика: новые материалы, технологии и методы исследования».

Список литературы

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат. - 1990. - 280 с.

Никитин О.П. Международные программы глобальных океанографических наблюдений и участие в них России // *Океанологические исследования*. - 2017. - Т. 45. - Вып. 1. - С. 70–89.

Никитин О.П., Касьянов С.Ю. Изменения температуры воды на поверхности Баренцева и Карского морей по данным дрейфтерных измерений 1992-2020 гг. // *Труды ГОИН*. - 2021. - Вып. 222. - С. 86-103.

Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Ившин В.А. Изменения климата в Баренцевом море на протяжении последнего полувека // *Труды ВНИРО*. 2018. Т. 173. С. 79–91.

Lumpkin R., Pazos M. Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters: the instrument, its data and some recent results // *Lagrangian analysis and prediction of coastal and ocean dynamics* / Ed. Griffa A. et al. Cambridge Univ. Press. Cambridge. - 2007. Chap. 2. - P. 39–67.

Nikitin O.P. Storage, processing and visualization data system of drifter observations of surface currents in the World Ocean // Russ. J. Earth. Sci. - 2012. - V. 12. - No. 5. - ES5002. - 7 p.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ И МОРСКОГО ЛЬДА В
АРКТИКЕ В СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТЕ.

WAVE – SEA ICE INTERACTION IN THE ARCTIC IN MODERN CLIMATE.

Маркина Маргарита Юрьевна¹, Шармар Виталий Дмитриевич¹

¹*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

Markina Margarita Yurievna¹, Sharmar Vitali Dmitrievich¹

¹*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Введение

Уменьшение толщины и площади ледового покрова в Арктике является одним из главных наблюдаемых климатических сигналов в течение последних нескольких десятилетий. Наиболее активно сокращение площади ледового покрова происходит в сентябре [Boe et al., 2009], когда Арктика наиболее свободна ото льда в течение года. В климатических моделях последнего поколения линейные тренды для общей площади ледового покрова в сентябре часто занижены относительно оценок по данным наблюдений в современном климате [Rosenblum and Eisenman, 2017; SIMIP Community, 2020]. Сокращение площади ледового покрова благоприятствует росту ветровых волн, которые в свою очередь могут препятствовать формированию молодого льда в осенний период. Таким образом, исследование взаимодействия ветрового волнения и морского льда в период его формирования, а также изменчивости данных характеристик в современном климате может играть важную роль для увеличения достоверности прогнозов состояния ледового покрова и связанных с ними особенностей взаимодействия океана и атмосферы.

В данной работе проводится статистический анализ изменчивости характеристик ледового покрова, динамики ветрового волнения и атмосферной циркуляции на основе реанализа ERA5 в сентябре 1980-2020 гг. Получено, что доля пограничной ледовой зоны, где происходит активное взаимодействие ветрового волнения и морского льда, в общей площади ледового покрова в современном климате возрастает. Наиболее сильные тренды для скорости ветра наблюдаются в пограничной ледовой зоне в Чукотском море, где их величины составляют $0,33 \text{ мс}^{-1}\text{десятилетие}^{-1}$ для средних и $0,52 \text{ мс}^{-1}\text{десятилетие}^{-1}$ для экстремальных значений. Положительные тренды средних высот волн наблюдаются вдоль пограничной ледовой зоны в Баренцевом и Чукотском морях (до $0,06 \text{ м}\cdot\text{десятилетие}^{-1}$), а также вдоль восточного побережья Гренландии. Экстремальные высот волн показывают отрицательные тренды в областях, прилегающих к пограничной ледовой зоне, в Баренцевом и Чукотском морях, что отчасти связано с уменьшением экстремальных скоростей ветра в данном регионе.

Данные и методы

В работе использованы данные реанализа ERA5, разработанного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) [Hersbach et al., 2020]. Данный реанализ имеет наиболее высокое пространственное разрешение из всех глобальных современных реанализов (31 км), и в нем усвоено наибольшее количество данных натуральных наблюдений в сравнении с другими продуктами. Волновая модель, используемая в ERA5, основана на модели WAM и

имеет пространственное разрешение $0,36^\circ$, ее конфигурация описана в работе [Bidlot, 2012]. Данные о концентрации морского льда в реанализе усваиваются из сеточных продуктов HadISST и OSI SAF, в которых в свою очередь происходит усвоение спутниковых и попутных судовых данных, а также данных оперативного анализа.

Также в данной работе в качестве характеристики областей взаимодействия волн и льда используется пограничная ледовая зона (“marginal ice zone” в зарубежной литературе, далее MIZ), которая представляет собой область, где концентрации морского льда составляют от 0,15 до 0,8.

Результаты

Согласно реанализу ERA5, общая площадь ледового покрова в сентябре 1979-2020 гг. сокращается, и линейный тренд составляет $-9 \cdot 10^5 \text{ км}^2 \text{ десятилетие}^{-1}$ и является значимым на уровне 95% согласно t-критерию Стьюдента. Данные величины схожи с оценками, полученными в других работах [Rolph et al., 2020]. Площадь пограничной ледовой зоны в сентябре показывает высокую межгодовую изменчивость и в течение рассматриваемого периода убывает на $-1,4 \cdot \text{км}^2 \text{ десятилетие}^{-1}$, что связано с тем, что граница данной области смещается в сторону севера, и таким образом площадь данной области в реанализе ERA5 сокращается. Следует отметить, что в работах, основанных на результатах спутниковой альтиметрии, данная величина не всегда характеризуется статистически значимыми линейными трендами в современном климате [Rolph et al., 2020]. Помимо площади данной области самой по себе, мы также рассматривали относительную долю MIZ в общей площади ледового покрова – и в целом для Арктики она возрастает на 3% за десятилетие, что говорит о том, что доля морского льда, подверженного влиянию ветрового волнения, в современном климате увеличивается.

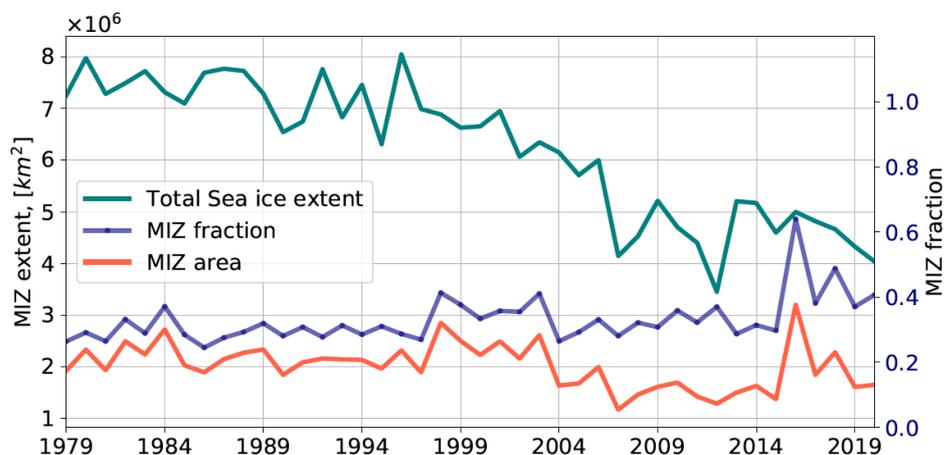


Рис 1. Общая площадь ледового покрова в Арктике, площади пограничной ледовой зоны и доля пограничной ледовой зоны в общем ледовом покрове в сентябре в 1979-2020 гг. по данным реанализа ERA5 Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды.

Морской лёд в осенний период подвержен наибольшей изменчивости в Чукотском, Баренцевом и Карском морях, в то время как линейный тренд составляет более 0.2 единиц $\cdot \text{десятилетие}^{-1}$ [Sharmar and Markina, 2020]. Наиболее сильные тренды для скорости ветра наблюдаются в пограничной ледовой зоне в Чукотском море, где их значения составляют $0,33 \text{ мс}^{-1} \text{ десятилетие}^{-1}$ для средних и $0,52 \text{ мс}^{-1} \text{ десятилетие}^{-1}$ для экстремальных скоростей ветра соответственно. Средние высоты волн уменьшаются в Беринговом проливе, однако при подходе к пограничной ледовой зоне и средние, и экстремальные значения увеличиваются,

что может быть связано с общим уменьшением концентрации ледового покрова в данной области.

Средние и экстремальные скорости ветра также увеличиваются в море Лаптевых (что не приводит к статистически значимому росту волн в данной акватории), а также над пограничной ледовой зоной вдоль восточного побережья Гренландии ($0,13$ и $0,3 \text{ мс}^{-1}$ десятилетие $^{-1}$ соответственно), где также наблюдается рост средних и экстремальных высот волн (до $0,1 \text{ м} \cdot \text{десятилетие}^{-1}$ и $0,2 \text{ м} \cdot \text{десятилетие}^{-1}$ соответственно).

Помимо указанной области, положительные тренды средних высот волн при входе в пограничную ледовую зону наблюдаются для Баренцева моря, где они составляют $0,03 \text{ м} \cdot \text{десятилетие}^{-1}$. Для экстремальных высот волн в тех же областях линейный тренд отрицательный ($-0,02 \text{ м} \cdot \text{десятилетие}^{-1}$), что может быть связано с общим ослаблением экстремальных скоростей ветра в данной области.

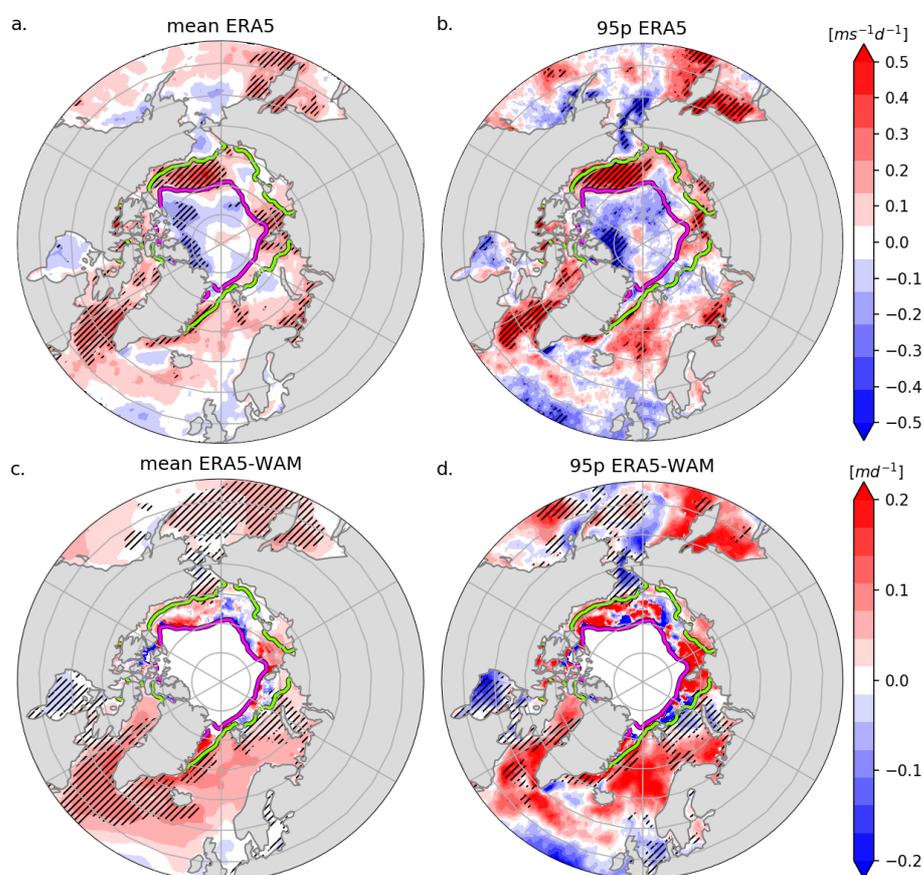


Рис 2. Линейные тренды средней (а) и экстремальной (б) скорости ветра и средних (в) и экстремальных (г) высот волн в Арктике в сентябре 1979-2020 гг. по данным реанализа ERA5, штриховкой показаны области, где линейный тренд является значимым на уровне 90% по t-критерию Стьюдента. Контурами показано среднее положение пограничной ледовой зоны в сентябре 1979-2020 гг.

Заключение

В работе проводится статистический анализ изменчивости характеристик ледового покрова, динамики ветрового волнения и атмосферной циркуляции на основе реанализа ERA5 в современном климате (1980-2020) в сентябре, когда Северный Ледовитый океан наиболее свободен ото льда в течение года. Получено, что доля пограничной ледовой зоны в общем

ледовом покрове в Арктике возрастает, что происходит за счет сокращения общей площади ледового покрова и сдвига пограничной ледовой зоны к северу. Над большой площадью пограничной ледовой зоны в Чукотском море наблюдаются положительные тренды средних и экстремальных скоростей ветра ($0,33 \text{ мс}^{-1}\text{десятилетие}^{-1}$ и $0,52 \text{ мс}^{-1}\text{десятилетие}^{-1}$ соответственно), в то время как для высот волн значимые положительные тренды наблюдаются только для областей внутри пограничной ледовой зоны с минимальными концентрациями льда (до $0,06 \text{ м}\cdot\text{десятилетие}^{-1}$). В Баренцевом море, где наряду с Чукотским морем наблюдается наиболее сильное сокращение площади ледового покрова в сентябре в современном климате, средние высоты волн в областях, прилегающих к пограничной ледовой зоне, растут (до $0,04 \text{ м}\cdot\text{десятилетие}^{-1}$), в то время как экстремальные волны показывают отрицательный тренд (до $-0,05 \text{ м}\cdot\text{десятилетие}^{-1}$), что отчасти связано с изменениями, наблюдаемыми для скоростей приводного ветра и заслуживает дальнейшего исследования. Помимо этого, значимые тренды средних и экстремальных высот волн (до $0,1 \text{ м}\cdot\text{десятилетие}^{-1}$ и $0,2 \text{ м}\cdot\text{десятилетие}^{-1}$ соответственно) наблюдаются вдоль пограничной ледовой зоны у восточного побережья Гренландии. Работа выполнена при поддержке грантов Президента (МК-4588.2021.1.5) и РФФИ (№ 20-35-70025).

Список литературы

- Bidlot, J.-R.* Present status of wave forecasting at ECMWF // Workshop on Ocean Waves, ECMWF, Reading, UK. – 2012 – P.25-27.
- Boé, J., Hall, A., and Qu, X.* September sea-ice cover in the Arctic Ocean projected to vanish by 2100 // Nat. Geosci. – 2009. – Vol. 2. – P. 341–343.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., et al.* The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society – 2020. – Vol. 146, No. 730. – P. 1999 – 2049.
- Rolph, R. J., Feltham, D. L., and Schröder, D.* Changes of the Arctic marginal ice zone during the satellite era // The Cryosphere – 2020 – Vol. 14. P. 1971–1984.
- Rosenblum, E. and Eisenman, I.* Sea ice trends in climate models only accurate in runs with biased global warming // J. Climate. – 2017. – Vol. 30. – P. 6265–6278.
- Sharmar V.D., and Markina M.Y.* Evaluation of interdecadal trends in sea ice, surface winds and ocean waves in the Arctic in 1980–2019 // Russian Journal of Earth Sciences – 2020. – Vol. 21, ES1007.
- SIMIP Community.* Arctic sea ice in CMIP6 // Geophys. Res. Lett. – 2020. – Vol. 47. – P.1-26.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОМПОНЕНТОВ
КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF COMPONENTS OF THE
CARBONATE SYSTEM OF THE BARENTS SEA

**Паничева Елизавета Дмитриевна^{1,2}, Хаймина Ольга Владимировна¹, Коузова
Надежда Ивановна¹**

¹ *Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург*

² *Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П. П. Ширшова, Санкт-Петербург*

**Panicheva Elisabeth Dmitrievna^{1,2}, Khaimina Olga Vladimirovna¹, Kouzova
Nadezhda Ivanovna¹**

¹ *Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg*

² *St. Petersburg branch of the Shirshov Institute of Oceanology, St. Petersburg*

Введение

Изменение климатических условий в последние несколько десятилетия связывают с возрастающим поступлением парниковых газов в атмосферу [WMO, 2018]. Карбонатная система Мирового океана в свою очередь реагирует на изменения содержания углекислого газа в атмосфере и теплового режима вод. Баренцево море является уникальным природным объектом, где систематические наблюдения ведутся уже более 100 лет. Это позволило отечественным исследователям получить временную динамику теплового состояния вод моря на столь продолжительном временном интервале [В. В. Терещенко, 1997; А.Л. Карсаков, 2009]. Одновременно с гидрологическими наблюдениями в акватории моря выполнялись и гидрохимические наблюдения. Данные комплексных натурных измерений гидрологических и гидрохимических параметров из архивов IKES (1926-2002 гг.) и NOAA (1930-2002 гг.) позволили в данной работе получить значения компонентов карбонатной системы Баренцева моря и сопоставить их с характеристикой теплового состояния вод

Данные и методы

Для расчета элементов карбонатной системы были использованы натурные данные из открытых источников – International Council for the Exploration of the Sea (ICES, архив Bottle and Low Resolution CTD Data) и National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, архив Ocean Carbon and Acidification Data Portal). Массивы данных содержали информацию о температуре воды, солености, водородном показателе (рН) и общей щелочности (Alk_{общ}). Анализ имеющихся данных показал (таблица 1), что количество данных наблюдений за водородным показателем и общей щелочностью почти вдвое меньше, чем данных о термохалинном режиме. Распределение имеющихся данных также неравномерно в пространстве (Рис.1а) и во времени (Рис.1б). Наибольшее количество данных сосредоточено в районах разрезов №3 – м. Нордкап – о-в Медвежий и №6 – «Кольский меридиан» и относится к периоду с 1950 – 1990 год.

Таблица 1 Количество данных гидрологических и гидрохимических наблюдений в акватории Баренцева моря в период 1930-2002 годы в архиве NOAA

Характеристика	Годы	Количество наблюдений
Водородный показатель (pH)	1930–2002	19367
Общая щелочность ($Alk_{общ}$) мг-экв/л	1930–2002	18392
Температура воды (T), °C	1930–2002	27559
Соленость (S), ‰	1930–2002	27295

Для расчета компонентов карбонатной системы был использован традиционный подход, изложенный в работе Алекина О.А. и Ляхина Ю.И. [О. А. Алекин, Ю. И. Ляхин, 1984]. Константы диссоциации угольной кислоты определялись по Л.Буху [О. А. Алекин, Ю. И. Ляхин, 1984; Frank J. Millero, 2000]. Полученные результаты были проанализированы статистическими методами: выполнена оценка первичных статистик и квантильный анализ.

Для характеристики теплового состояния вод использовались результаты кластерного анализа температуры воды на разрезе «Кольский меридиан», выполненные А.В. Моисеевым [Моисеев А.В., 2016] с учетом значения аномалии среднемесячной температуры воды и продолжительности сохранения знака аномалии.

Результаты расчета компонентов карбонатной системы и их анализ

Анализ открытых баз данных ICES и NOAA показал, что в 2000-х годах комплексные натурные наблюдения за гидрологическими и гидрохимическими параметрами, позволяющими рассчитывать компоненты карбонатной системы, были крайне малочисленными. Поэтому важным было бы иметь среднемноголетние оценки компонентов карбонатной системы для различных тепловых условий состояния моря.

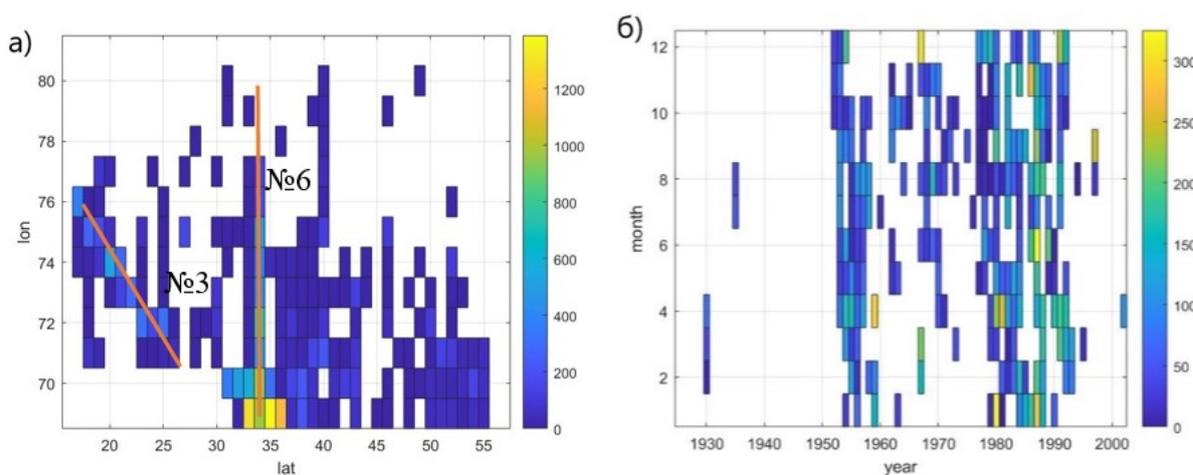


Рис 1. Количество гидрологических и гидрохимических данных в объединённом массиве ICES и NOAA, необходимых для расчета компонентов карбонатной системы Баренцева моря: а) пространственное распределение; б) – временное распределение

По классификации, предложенной В. В. Терещенко [В. В. Терещенко, 1997], выделяют 5 типов теплового состояния вод: аномально холодные годы (АХ), холодные (Х), нормальные

(Н), теплые (Т) и anomalно теплые (АТ). В данной работе использованы оценки теплового состояния вод на разрезе «Кольский меридиан», полученные с использованием исходного ряда с 1951 по 2013 годы (рис.2а и 3а) [Моисеев А.В., 2014]. Сопоставление наблюдаемых значений гидрохимических показателей (рис.2б) и рассчитанных средних значений компонентов карбонатной системы (рис. 3б) с тепловыми условиями вод позволило сформировать четыре массива: для anomalно холодных, холодных, нормальных и теплых условий. Массив для anomalно теплых условий не был получен, так как в выбранный временной интервал вошел только один год с такими условиями.

Сравнение средних значений гидрохимических показателей для массивов с различными тепловыми условиями вод на разрезе «Кольский меридиан» (таблица 2) показал достоверные различия полученных оценок: для нормальных и холодных условий, для нормальных и теплых условий. Однако для холодных и теплых условий значимые различия прослеживались только по величине общей щелочности. В свою очередь значения показателей для anomalно холодных лет значительно отличались от значений в холодные годы.

Динамика межгодовых изменений компонентов карбонатной системы Баренцева моря в районе станций 3-7 разреза «Кольский меридиан» характеризуется снижением парциального давления углекислого газа и концентрации гидрокарбонат-иона в период с 1952 по 1993 год, что хорошо видно на рисунке 3.

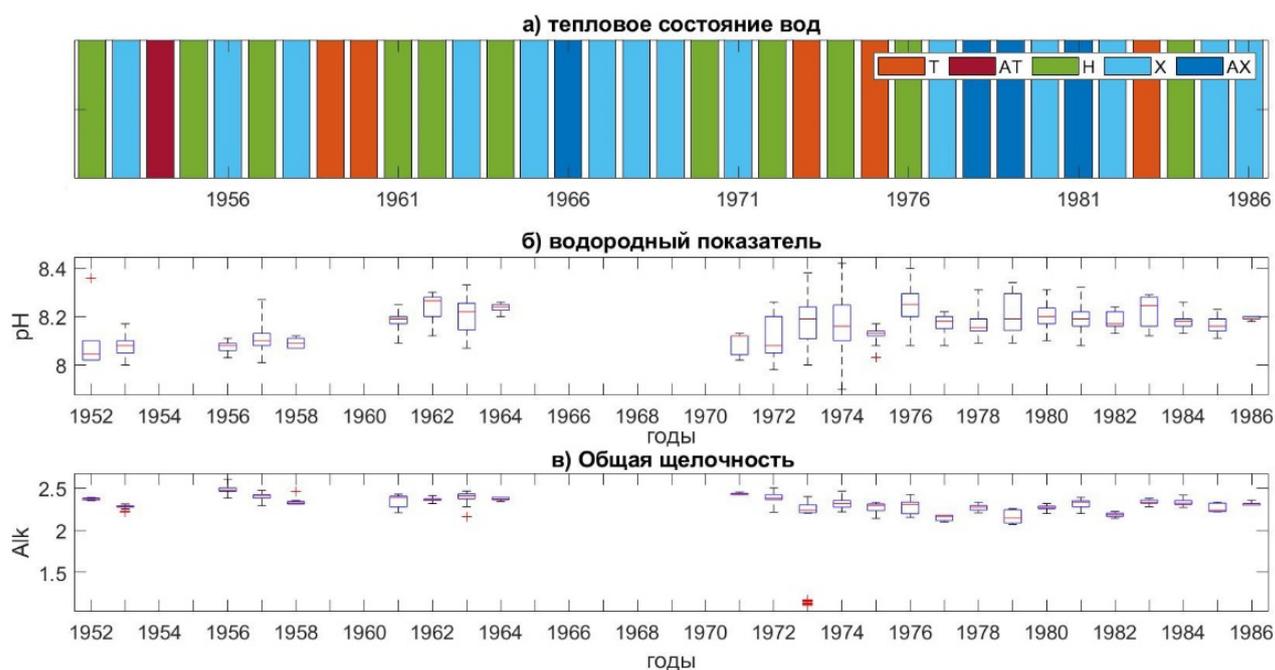


Рис 2. Характеристика теплового состояния вод Баренцева моря и результаты квантильного анализа значений водородного показателя (рН) и общей щелочности (Alk_{общ}) для разреза «Кольский меридиан» (станции 3-7)

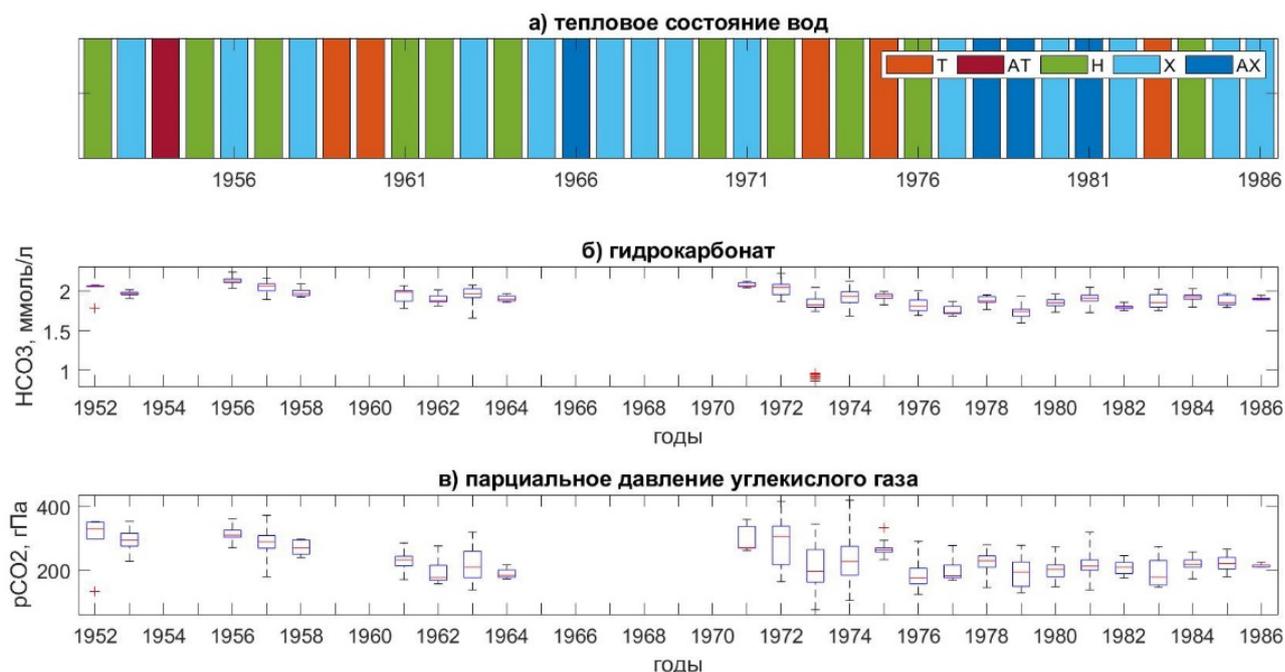


Рис 3. Характеристика теплового состояния вод Баренцева моря и результаты квантильного анализа содержания гидрокарбонатов (HCO_3^-) и парциального давления углекислого газа (pCO_2) для разреза «Кольский меридиан» (станции 3-7)

Таблица 2 Величина критерия Стьюдента при сравнении средних значений гидрохимических показателей для массивов с различными тепловыми условиями вод на разрезе «Кольский меридиан» (станции 3 – 7)

t^*	Н-Х	Н-Т	Н-АХ	Х-Т	Х-АХ	Т-АХ
pH	6,53	3,58	0,28	1,87	7,07	3,66
Alk _{общ}	5,51	5,92	5,04	2,67	8,08	2,54
HCO_3^-	6,47	5,90	4,09	1,59	3,69	1,07
pCO_2	6,10	5,09	0,46	0,62	5,25	3,74
$t_{\text{кр}}$	1,96	1,97	1,97	1,96	1,96	1,97

*жирным шрифтом выделены достоверные различия

Заключение

Полученные оценки среднесуточных значений гидрохимических показателей, характеризующих состояние карбонатной системы Баренцева моря, могут позволить восстанавливать ряды этих характеристик, основываясь на данных о тепловом режиме. Однако для получения объективной картины межгодовой изменчивости компонентов карбонатной системы Баренцева моря необходимо включить в программу проводимых исследований выполнение комплексных гидрологических и гидрохимических наблюдений, что позволило бы получить оценки для аномально теплых лет, какими являлись годы последнего десятилетия.

Список литературы

Frank J. Millero., The Carbonate System in Marine Environments // Chemical Processes in Marine Environments. - 2000 – P. 9 – 41.

О. А. Алекин, Ю. И. Ляхин., // Химия океана – 1984 – P. 108 –126

В. В. Терещенко., Сезонные и межгодовые изменения температуры и солености воды основных течений на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море. – 1997 – P. 71

International Council for the Exploration of the Sea:
<https://ocean.ices.dk/HydChem/HydChem.aspx?plot=yes>

National Oceanic and Atmospheric: <https://www.ncei.noaa.gov/access/world-ocean-database-select/dbsearch.html>

WMO Greenhouse Gas Bulletin, - №14, - 22 November 2018

А.Л. Карсаков, Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900-2008 гг. //Мурманск: Изд-во ПИНРО, - 2009. – P 139

А.В. Моисеев Анализ экстремальных тепловых аномалий деятельного слоя юго-западной части Баренцева моря в условиях изменения климата//Магистерская диссертация//РГГМУ– 2016 – P 80

ПЛОТНОСТНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ В БЕЛОМ МОРЕ

DENSITY STRATIFICATION IN THE WHITE SEA

Погорелова Полина Владимировна¹, Подrezова Надежда Алексеевна¹,

*¹Российский Государственный Гидрометеорологический Университет,
Санкт-Петербург*

Pogorelova Polina Vladimirovna¹, Podrezova Nadezhda Alekseevna¹,

¹Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg

Введение

Исследование плотностной стратификации является важным этапом для решения ряда прикладных задач. Для исследуемого Белого моря характерны приливо-отливные явления, которые влияют на стратификацию вод, вызывая очаги неустойчивости. Так же известно, что акустические следы менее заметны при неустойчивой стратификации, чем при устойчивой. С переслоенностью вод связана специфика развития гидрофизических процессов в океане.

Данные и методы

В данной работе был проведен анализ тонкой структуры Белого моря. Исходными данными послужили значения температуры и солености, полученные в ходе экспедиционных работ ФГБУ «Северное Управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среде» в июне 2020 года. Для сравнения плотностной стратификации Белого моря, было выбрано 6 станций (рис.1).

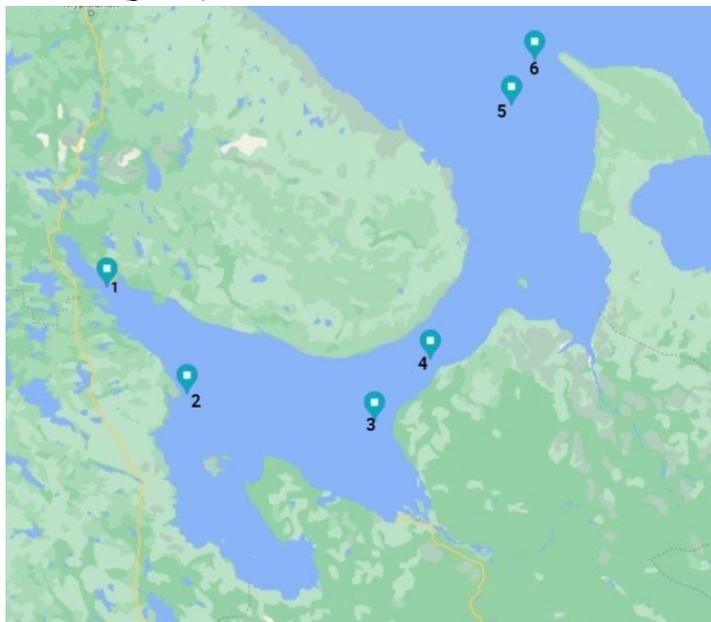


Рис.1 – карта расположения станций

По полученным данным температуры и солености были рассчитаны критерий Хессельберга-Свердрупа, период колебаний, а так же определен тип стратификации по слоям.

Поверхностный слой имеет выраженную полную устойчивость (ПУ). Однако, около поверхности, можно наблюдать абсолютную неустойчивость (АН), которая связана с

действием ветра. В придонном слое преобладает полная устойчивость. Но, можно отметить некоторые включения и послойной конвекции (ПК), а так же солевые пальцы (СП).

Далее была получена частота повторяемости типов устойчивости в процентном содержании.

Первая станция – глубина 140 м. Типизация определялась в слоях равных 5 м. Преобладающий тип стратификации – полная устойчивость. Тип стратификации послойная конвекция и абсолютная неустойчивость не встречается (табл.1).

Таблица.1

Тип стратификации	ПУ	ПК	СП	АН
Кол-во случаев	25	0	3	0
% содержание	89,3	0	10,7	0

Вторая станция – глубина 64 м. Типизация определялась в слоях равных 1 м. Преобладающий тип стратификации – полная устойчивость. Тип стратификации послойная конвекция встречается в 21 % случаев (табл.2).

Таблица.2

Тип стратификации	ПУ	ПК	СП	АН
Кол-во случаев	43	13	4	2
% содержание	69,35	21	6,45	3,2

Третья станция – глубина 16 м. Типизация определялась в слоях равных 1 м. Преобладающий тип стратификации – полная устойчивость. Тип стратификации послойная конвекция и солевые пальцы не встречается (табл.3).

Таблица.3

Тип стратификации	ПУ	ПК	СП	АН
Кол-во случаев	12	0	0	2
% содержание	85,7	0	0	14,3

Четвертая станция – глубина 38 м. Типизация определялась в слоях равных 1 м. Преобладающий тип стратификации – полная устойчивость. Тип стратификации солевые пальцы и абсолютная неустойчивость встречается в 19,35 % случаев (табл.4).

Таблица.4

Тип стратификации	ПУ	ПК	СП	АН
Кол-во случаев	18	1	6	6
% содержание	58,1	3,2	19,35	19,35

Пятая станция – глубина 60 м. Типизация определялась в слоях равных 1 м. Преобладающий тип стратификации – полная устойчивость. Тип стратификации послойная конвекция встречается в 25,4 % случаев, солевые пальцы встречаются в 16,4 % случаев, тогда как, абсолютная неустойчивость всего в 7 % (табл.5).

Таблица.5

Тип стратификации	ПУ	ПК	СП	АН
Кол-во случаев	28	14	9	4
% содержание	50,9	25,4	16,4	7,3

Шестая станция – глубина 67 м. Типизация определялась в слоях равных 1 м. Преобладающий тип стратификации – полная устойчивость. Тип стратификации солевые

пальцы встречаются в 21,8 % случаев, послойная конвекция и абсолютная неустойчивость по 9,1 % (табл.6).

Таблица.6

Тип стратификации	ПУ	ПК	СП	АН
Кол-во случаев	33	5	12	5
% содержание	60	9,1	21,8	9,1

Результаты.

В ходе анализа было выявлено, что преобладающим типом стратификации в Белом море является абсолютная устойчивость. Другие типы стратификации представлены в меньшем процентном соотношении.

УДК 551.465

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛЮМА РЕКИ ПЕЧОРА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БАРЕНЦЕВА МОРЯ В 2018 ГОДУ

SPREADING OF THE PECHORA RIVER PLUME IN THE SOUTHEASTERN PART OF
THE BARENTS SEA IN 2018

Рогожин Владимир Сергеевич^{1,2}, Осадчиев Александр Александрович²

¹*Центр морских исследований МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва*

²*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

Rogozhin Vladimir Sergeevich^{1,2}, Osadchiev Alexandr Alexandrovich²

¹*LMSU Marine Research Center, Moscow*

²*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Введение

Баренцево море – шельфовое окраинное море Северного Ледовитого океана. Основными факторами, определяющими гидрологический режим Баренцева моря, являются поступление морских вод с запада из Северной Атлантики и с севера из центральной части Северного Ледовитого океана. Речной сток в Баренцево море невелик (260 км³ в год) и не оказывает значимого влияния на гидрофизические процессы, за исключением юго-восточной части моря, куда впадает крупная река Печора с годовым стоком в 130–160 км³ (Gordeev et al., 1996). Большая часть годового стока Печоры поступает в эту мелководную акваторию, называемую также Печорским морем, во время летнего половодья в июне-июле. Из-за этого гидрологический режим Печорского моря в теплый период года, по-видимому, в значительной степени зависит от процессов распространения и перемешивания плюма Печоры. Несмотря на это, насколько нам известно, к настоящему моменту не опубликовано ни одной работы, посвященной гидрофизическим процессам, связанным с распространением плюма Печоры. В отдельных гидробиологических статьях, посвященных Печорскому морю, обсуждается существенное влияние пониженной солености в поверхностном слое на гидробиологические сообщества обширной акватории моря [Dvoretzky and Dvoretzky, 2009; Gerasimova et al, 2019; Usov et al., 2019]. В этих же статьях есть разрозненные данные о солености в поверхностном слое, однако не приводятся никаких содержательных данных о вертикальной структуре и пространственных масштабах плюма Печоры. Таким образом, о плюме Печоры, формируемом седьмой по величине реки России в важной с точки зрения хозяйственной деятельности прибрежной морской акватории, имеются лишь общие представления: что плюм существует и занимает большую площадь в безледный период. Как структура плюма, так и его пространственно-временная изменчивость фактически остаются неизученными. На восполнение этих пробелов направлена данная работа.

Данные и методы.

Для изучения плюма Печоры использовались натурные измерения температуры и солёности, проведенные в ходе экспедиции ЦМИ МГУ на НИС «Картеш» 18–24 июля 2018 года в акватории Печорского моря. В этот период было сделано 25 гидрологических станций

практически по всей акватории между Печорской губой, о. Колгуев, о. Вайгач и Новой Землей (рис.1). Кроме натуральных данных были проанализированы оптические и термические спутниковые снимки данной акватории, сделанные 26 июля 2018 года (Landsat-8) и 21–22 июля 2018 года (MODIS Aqua). Для исследования влияния внешних условий на плюм Печоры были проанализированы данные атмосферного реанализа CFSR/GFS, а именно, скорость и направление ветра на уровне моря, и данные о речном расходе на гидропосте Усть-Цильма.

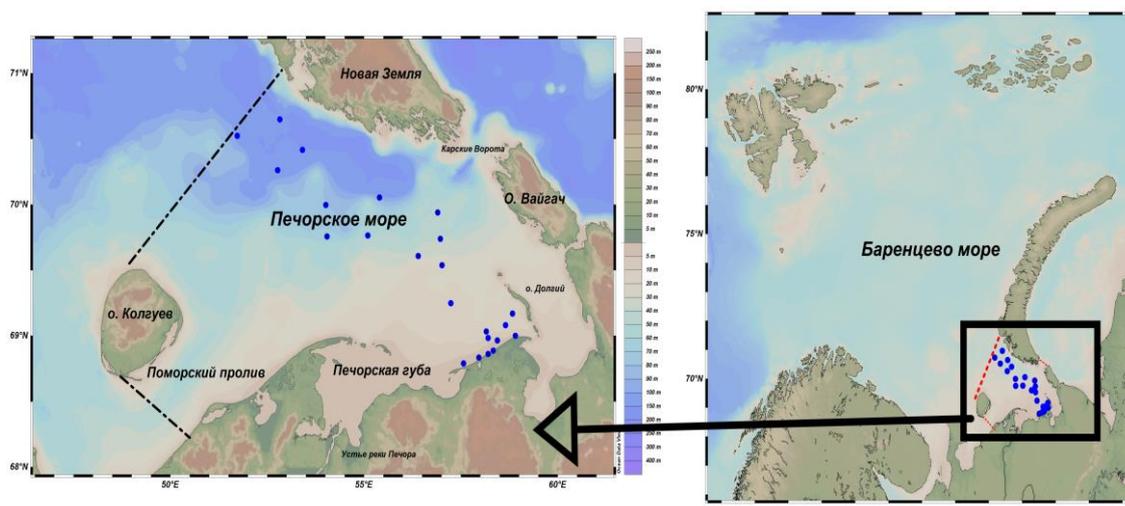


Рисунок 1. Расположение объекта исследования

Результаты и обсуждение.

Во время экспедиционных измерений в июле 2018 года площадь плюма Печоры была значительной, и охватывала практически всю юго-восточную часть Печорского моря (рис. 2). На внешней границе плюма формировалась фронтальная зона с резким перепадом солёности в 12 psu (от 20 до 32 psu) с горизонтальным градиентом 0.48 psu/км, находившаяся на расстоянии примерно в 180–190 километров от устья реки. В пределах плюма поверхностная солёность изменялась постепенно, от 9 psu в Печорской губе недалеко от устья реки, до 18–20 psu вблизи фронтальной зоны.

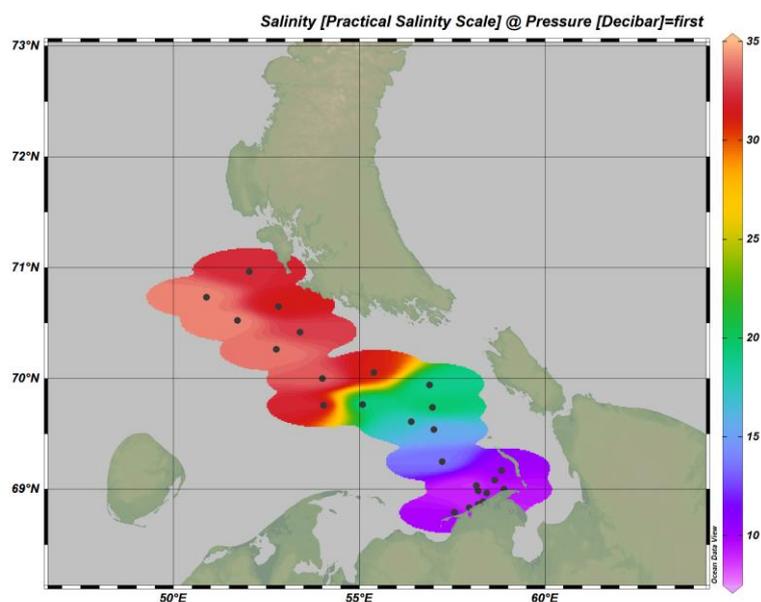


Рисунок 2. Пространственное распределение солёности в Печорском море

Толщина плюма Печоры в период измерений составляла примерно 12–15 метров, плюм был чётко стратифицирован. Стоит отметить, что толщина плюма Печоры достаточно велика, в частности, она в полтора раза превышает толщину плюма Оби-Енисея и в два раза – толщину плюма Лены, формируемых гораздо большими реками. Подобный эффект, по-видимому, вызван приливными течениями в Печорской губе, которые усиливают перемешивание речных и морских вод, что приводит к формированию более глубокого речного плюма. Этот эффект описан для плюма реки Хатанги, который формируется в результате интенсивного приливного перемешивания в Хатангском заливе [Osadchiev et al., 2020].

В течение 10 дней перед началом наблюдений в данном районе, а также непосредственно во время съемки, наблюдался слабый и переменный ветер. Благодаря этому, плюм распространялся без существенного ветрового воздействия, что позволило ему занять значительную площадь. В сравнении с данными, полученными ранее [Кос N., 2005; Dvoretzky and Dvoretzky, 2009; Gerasimova, 2019] дальность распространения плюма в 2018 году была значительно больше, чем в июле-августе 2001, 2012 и 2013 годов, когда плюм находился в границах Печорской губы и прибрежной акватории вблизи посёлка Варандей.

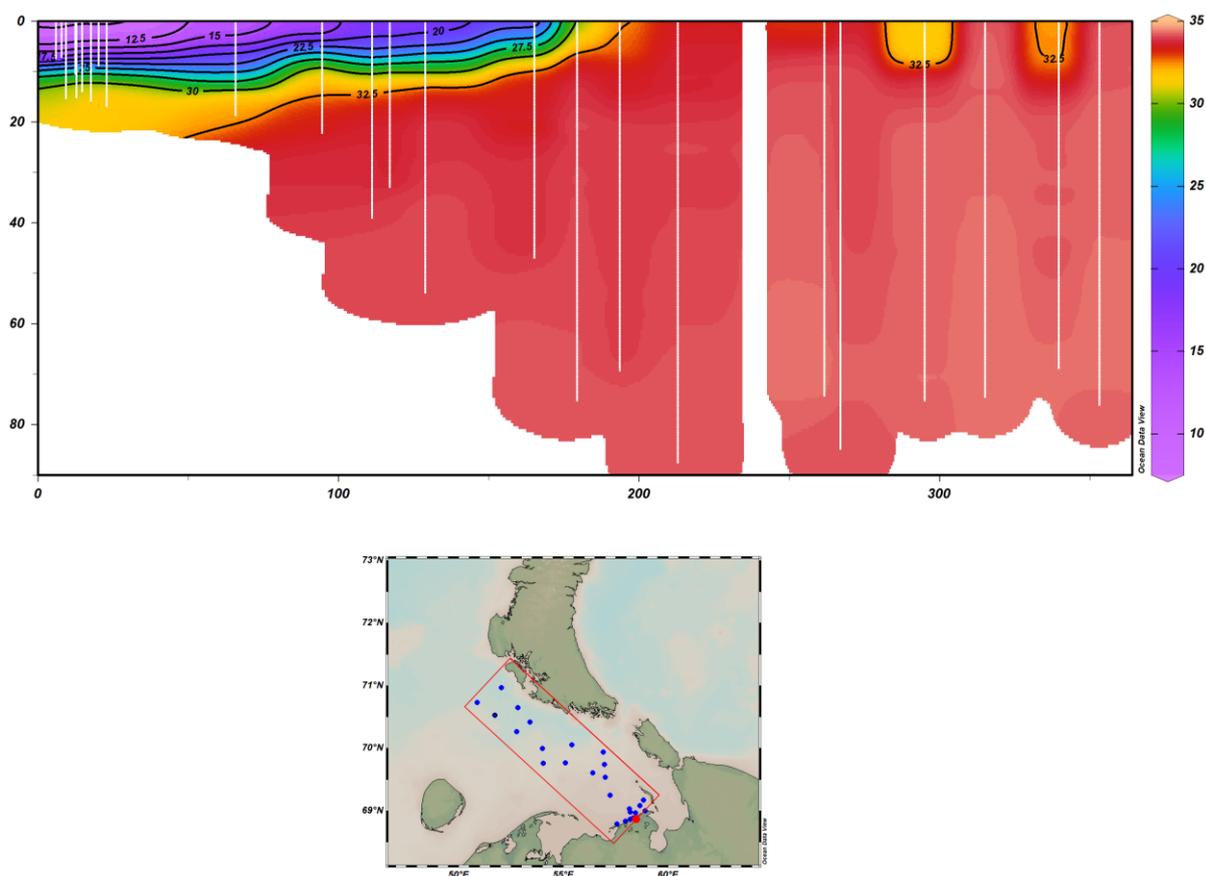


Рисунок 3. распределение солёности в Печорском море

Распределение температуры в 2018 году (рис. 4) было сопоставимо с распределением солёности (высокой температуре соответствует низкая солёности), однако температурный градиент был не столь значителен, как солёностный. Максимальная температура наблюдалась вблизи пос. Варандей, что связано с малыми глубинами и близостью устья Печоры. При движении в сторону Новой Земли, температура постепенно снижалась, достигая значений в 6–8 °С вблизи острова Южный. В районе острова Долгий наблюдалось локальное понижение температуры, возможно, вызванное таянием остаточного льда.

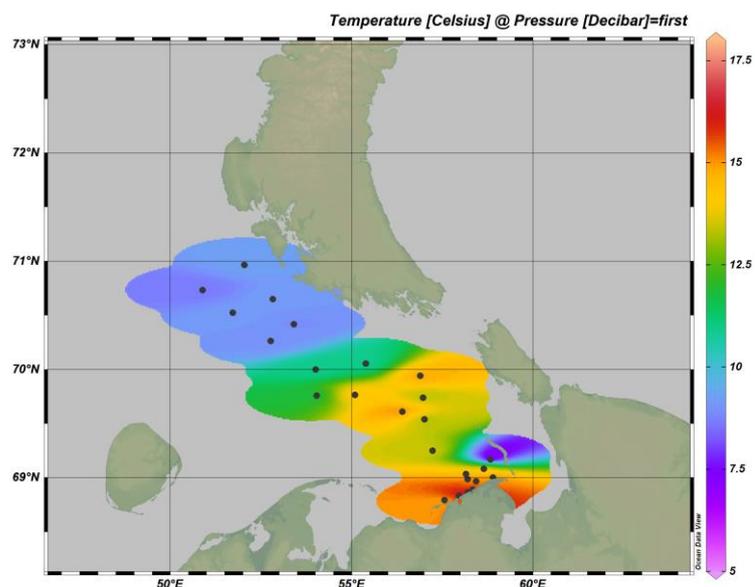


Рисунок 4. Пространственное распределение температуры в Печорском море

Сравнение поверхностной температуры, полученной по натурным данным со спутниковым снимком районов исследования, позволила определить область распространения плюма реки Печора на спутниковом снимке Landsat 8 (рис. 5) за 26.07 и MODIS Aqua за 21 июля 2018. Площадь плюма по спутниковым снимкам составляет 35 500 км².

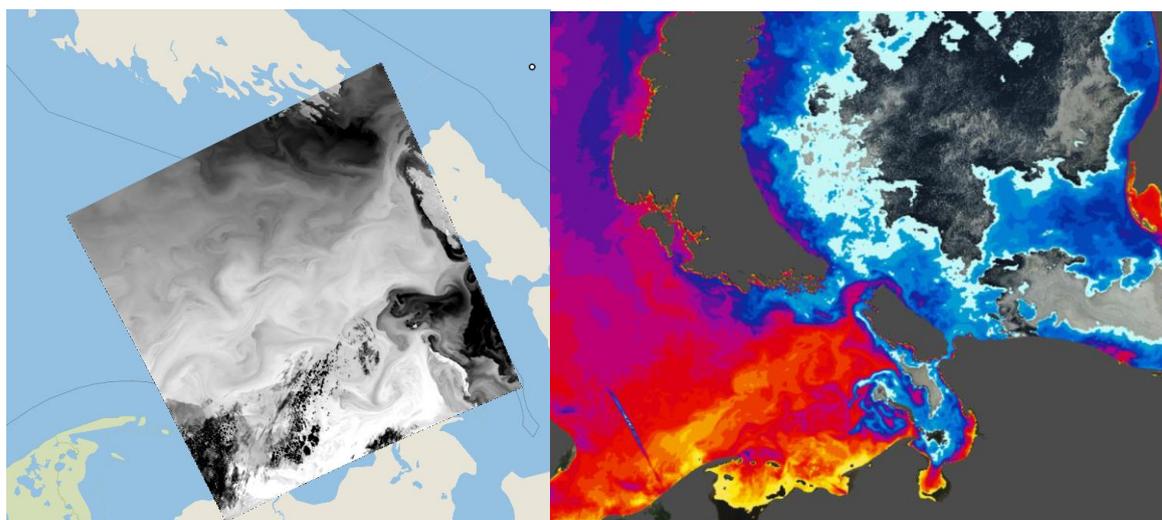


Рисунок 5. Температура поверхности моря по данным снимков Landsat 8 и MODIS Aqua в акватории Печорского моря

На данных снимках видно, как поток теплых вод плюма Печоры из Баренцева моря затекает в Карское море через пролив Карские Ворота и распространяется далее, вдоль побережья острова Вайгач. Это подтверждается границей распространения льда в Карских воротах (рис. 6).

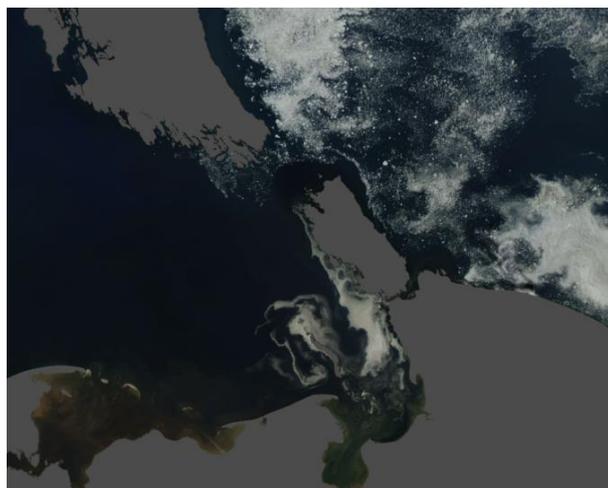


Рисунок 6. Снимок акватории Печорского моря, MODIS Aqua в акватории Печорского моря

Выводы

В данной работе впервые было проведено исследование структуры и изменчивости плюма реки Печоры в июле 2018 года по данным подробных натурных измерений, реанализа ветра, а также спутниковых снимков. В этот период плюм Печоры занимал большую площадь (35 500 км²) в Печорском море. Соленость в плюме повышалась от 9-10 psu у Печорской губы до 18-20 psu на внешней границе плюма, толщина плюма составляла 12-15 м. Впервые было зафиксировано, что плюм Печоры затекал в Карское море через пролив Карские Ворота. Анализ разрозненных литературных данных о солености в исследуемом регионе показал, что в аналогичные периоды в 2012 и 2013 годах плюм Печоры был заметно менее выражен, т. е. имел гораздо меньшую площадь. По-видимому, подобная изменчивость вызвана влиянием внешних воздействий (ветер, речной сток, приливы), что требует дальнейшего изучения.

Список использованной литературы

1. Печорское море. Системные исследования (гидрофизика, оптика, биология, химия, геология, экология, социо-экономические проблемы) / Под ред. Е.А. Романкевича, А.П. Лисицина, М.Е. Виноградова. Море: Москва, с. 93-116
2. Dvoretzky V.G. Summer mesozooplankton structure in the Pechora Sea (south-eastern Barents Sea) / V.G. Dvoretzky, A.G. Dvoretzky // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2009. – Vol. 84. – № 1. – P. 11–20.
3. Кос N. Pechora Sea Environments: Past, Present and Future //Berichte zur Polar-und Meeresforschung (Reports on Polar and Marine Research). – 2005. – Т. 501.
4. Nikiforov, S.L., Dunaev, N.N., Politova, N. V.Modern environmental conditions of the Pechora Sea. – и еще статьи в этом сборнике
5. Usov N. et al. Spatial and temporal variation of hydrological characteristics and zooplankton community composition influenced by freshwater runoff in the shallow Pechora Sea //Polar Biology. – 2019. – Т. 42. – №. 9. – С. 1647-1665.

ХАРАКТЕР КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ЮЖНОЙ
КОРЕИ ПОСЛЕ ПРОХОЖДЕНИЯ ТАЙФУНОВ МАЙСАК И ХАЙШЕН В СЕНТЯБРЕ
2020 ГОДА

THE CHARACTER OF SEA LEVEL OSCILLATIONS IN THE SEA OF JAPAN ON THE
COASTLINE OF SOUTH KOREA AFTER TYPHOONS MAYSAC AND HAISHEN IN
SEPTEMBER 2020

Смирнова Дарья Алексеевна^{1,2}, Медведев Игорь Павлович²

¹ *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова*

² *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

Smirnova Daria Alekseevna^{1,2}, Medvedev Igor Pavlovich²

¹ *Lomonosov Moscow State University*

² *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Введение

Японское море — район, через который каждый год проходят циклоны разрушительной силы, оставляющие после себя серьезные разрушения, в частности вызываемыми ими колебаниями уровня моря. Данное исследование продолжает начатый ранее анализ изменения уровня Японского моря после прохождения двух последовательных тайфунов 4-й категории, Майсак и Хайшен [Смирнова и др., 2021]. Циклоны с большими скоростями ветра могут вызывать штормовые нагоны высотой до нескольких метров. Во время штормов также раскачиваются собственные стоячие волны бухт и заливов — сейши, а ветровые волны под влиянием рельефа дна и формы береговой линии могут трансформироваться в более длинные инфрагравитационные. Пристальное внимание к станциям Южной Кореи вызвано уникальным по сравнению с остальными рассматриваемыми пунктами характером колебаний уровня в Пусане. Цель этой работы — выяснить, как проявляется влияние тайфунов на уровенную поверхность на других корейских станциях, сравнить между собой пункты на острове Чеджу, Корейском полуострове и острове Уллындо и сопоставить с полученными ранее результатами для российских и японских станций.

Данные и методы

Для анализа были взяты ряды колебаний уровня моря 11-ти корейских станций: Мосьльпо (о. Чеджу), Согвипхо (о. Чеджу), Сонсанпо (о. Чеджу), Коджедо, Кадокто, Пусан, Пхохан, Хупхо, Уллын (о. Уллындо), Тонхэ, Сокчхо (рис. 1) с порталов Корейского гидрологического и океанографического агентства (КНОА) и Корейской метеорологической администрации (КМА) за 1.5 месяца — с 1 августа по 15 сентября 2020 года. Шаг по времени 1 минута. Эти суммарные колебания были разделены на приливную и непериодическую составляющие. Приливы в данной работе не анализировались. Непериодические колебания уровня моря были разделены на низкочастотные (штормовые нагоны и сгоны с периодом до нескольких суток [Pugh, Woodworth, 2014]) и высокочастотные (сейши с периодом несколько десятков минут и инфрагравитационные волны с периодом 3-5 минут [Рабинович, 1993]) составляющие. Первые были выделены с помощью скользящего среднего с окном в 3 часа, поэтому в тех рядах, где были значительные пропуски в данных, график низкочастотных колебаний прерывается за

2 часа до отсутствия значений. Полученные ряды непериодических колебаний уровня моря исследованы с помощью визуального и базового статистического анализа.

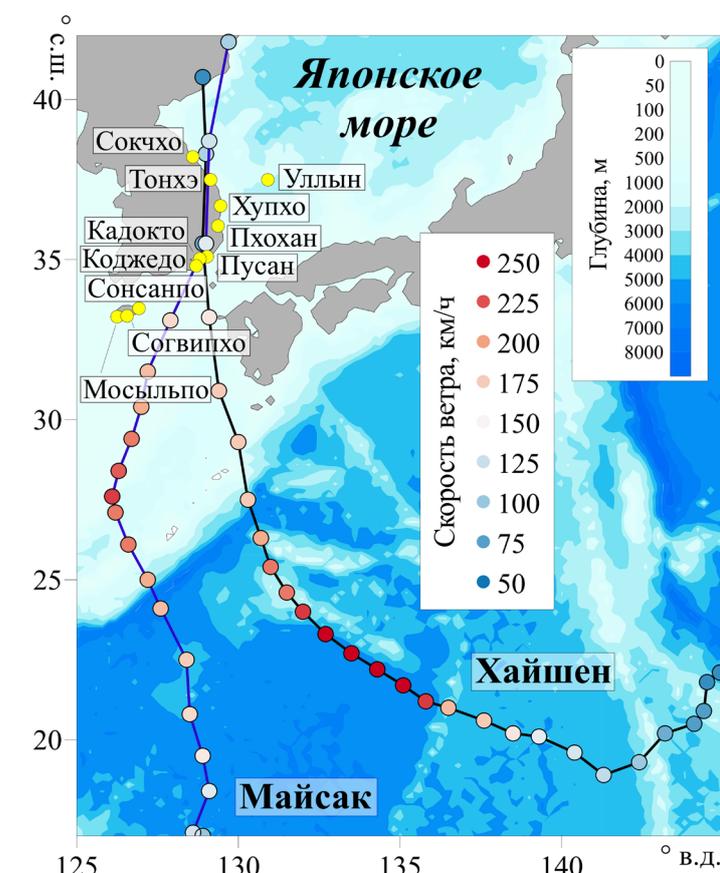


Рисунок 1. Станции с данными о колебаниях уровня моря

Результаты

Проведённый анализ был осложнён длительными по сравнению с длиной ряда пропусками в данных (рис. 2, слева). В рядах трех станций значения уровня отсутствовали для периодов от полусуток до 2 суток. В связи с этим к ним нельзя было применить интерполяцию, не исказив при этом данных. Стоит отметить, что на двух из них самописцы уровня моря перестали записывать значения во время, как предполагается, пика первого нагона (Кадокто и Хупхо), а для Сонсанпо отсутствует запись значений во время второго события.

При первичном визуальном анализе можно выделить три группы станций с похожими характерами низкочастотных колебаний: Мосьльпо и Согвипхо — со слабо выраженными пиками нагонов; Сонсанпо, Коджедо, Кадокто, Пусан, Пхохан и Хупхо — с четко выраженными максимальными значениями; Уллын, Тонхэ и Сокчхо — первый нагон имеет два слабо выраженных пика, экстремумы второго нагона неявные, второму нагону предшествует сгон. Стоит отметить, что группы соответствуют географическому распределению станций, за исключением Сонсанпо, который расположен на о. Чеджу, но характер низкочастотных колебаний имеет такой же, как пункты юго-восточной части Корейского полуострова.

Самый сильный нагон от тайфуна Майсак зафиксирован в Коджедо, а самый слабый (из доступных рядов) — в Уллыне. Самый сильный нагон от тайфуна Хайшен наблюдался в Кадокто, самый слабый относительно среднего уровня (без учета предшествующего сгона) — в Уллыне, а относительно самой низкой отметки перед нагоном — в Хупхо. В целом самые

сильные нагоны отмечаются в Коджедо, Кадокто и Пусане — пунктах южной части Корейского полуострова, а самые слабые — в Уллыне и Хупхо.

Помимо нагонов на всех станциях наблюдались сейши. Самые слабые зафиксированы в Уллыне, расположенном дальше всего от траектории тайфунов. Отчетливее всего стоячие колебания проявляются в Пхохане. Они не осложнены в отличие от колебаний на других станциях инфрагравитационными волнами. Последние особенно сильны в Мосыльпо, Согвипхо, Сонсанпо, Коджедо, Кадокто и Пусане при прохождении тайфуна Майсак. Во время Хайшена инфрагравитационные волны значительно сильнее в Хупхо, Тонхэ и Сокчхо. В Мосыльпо во втором случае они практически никак не проявляются, в Согвипхо они меньше по значениям, в Коджедо, Кадокто и Пусане высокочастотные колебания имеют одинаковый характер. Самые слабые прибойные биения зафиксированы в Уллыне.

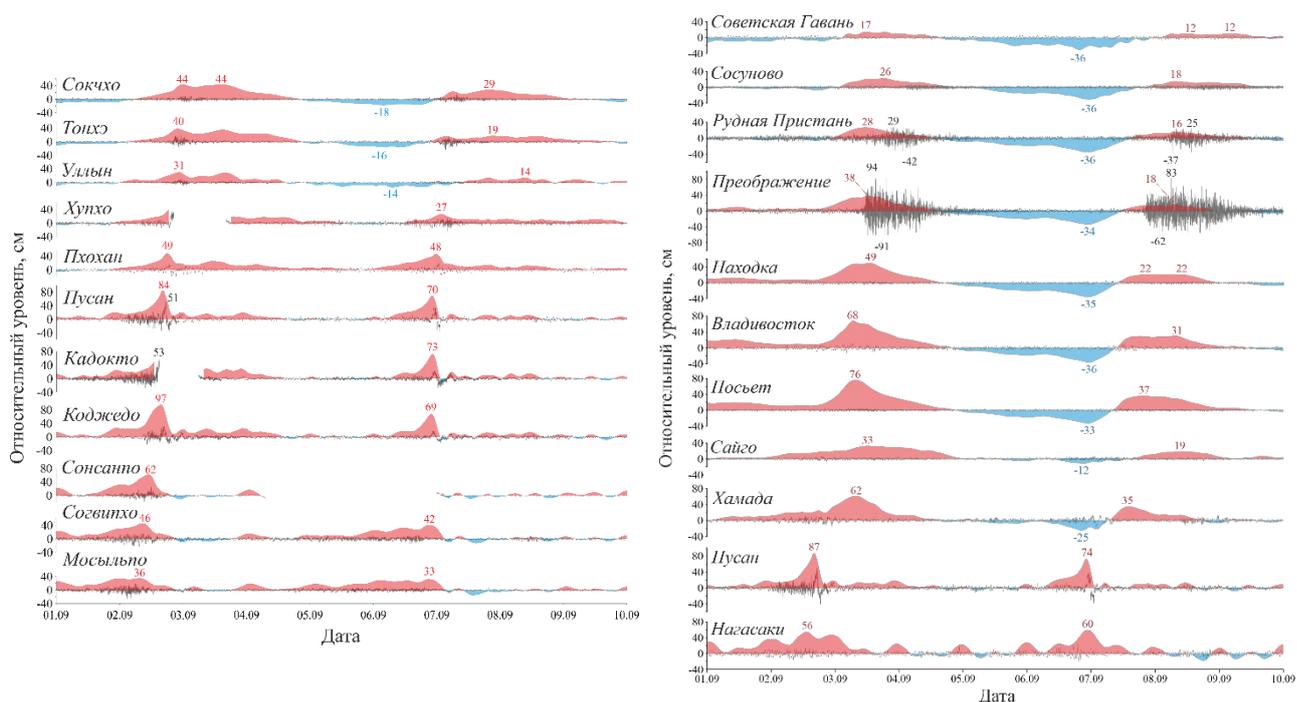


Рисунок 2. Низкочастотные (нагоны — красные залитые области, сгоны — голубые залитые области) и высокочастотные (серая линия) колебания, цифры — экстремумы, слева — южнокорейские станции, справа — ранее проанализированные российские, японские и южнокорейская станции

В Уллыне, Тонхэ и Сокчхо наблюдаются сгоны перед вторым нагоном аналогично проанализированным ранее Хамаде, Сайго и всем российским станциям (рис. 2, справа). Из-за удаления российских и японских станций от траекторий тайфунов характер колебаний уровня моря в этих пунктах отличается от возмущений уровенной поверхности на южнокорейских станциях. Таких значительных прибойных биений, колеблющихся относительно среднего для пункта уровня, на побережье Южной Кореи не зафиксировано.

Заключение

В работе были проанализированы колебания уровня Японского моря после прохождения тайфунов Майсак и Хайшен по данным 11 южнокорейских станций. Часть из них содержала пропуски, которые невозможно было заполнить с помощью интерполяции, не исказив их. По результатам анализа были выделены группы по характеру низкочастотной составляющей рядов колебаний уровня моря, но не такие, как предполагалось изначально — по

географическому положению. Этот фактор, безусловно, превалирует, однако он осложнён другими, например, положением относительно траекторий тайфунов, изрезанностью береговой линии, рельефом дна. Для выяснения вклада этих составляющих будут в дальнейшем проведены спектральный и спектрально-временной анализ рядов колебаний уровня моря. По этой же причине характеры колебаний уровня моря российских, японских и южнокорейских станций не совпадают.

Список литературы

Рабинович А. Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. – 1993.

Смирнова Д. А., Медведев И. П., Рабинович А. Б., & Шепич Я. Экстремальные колебания уровня Японского моря, вызванные в сентябре 2020 г. тайфунами Майсак и Хайшен //Комплексные исследования Мирового океана. Материалы VI Всероссийской научной. – 2021. – Т. 18. – С. 190–191.

Pugh D., Woodworth P. Sea-level science: understanding tides, surges, tsunamis and mean sea-level changes. – Cambridge University Press, 2014.

СРАВНЕНИЕ РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТИ ПОДХОДОВ ПРИ ОЦЕНКЕ ТПО В
ОСНОВНОМ РАЙОНЕ ЗИМНЕГО ОБИТАНИЯ ГОРБУШИ В СЗТО В ЯНВАРЕ-МАРТЕ
1998-2021 ГГ. ПО ДАННЫМ ИСЗ

COMPARISON OF THE REPRESENTATIVENESS OF APPROACHES TO THE
ASSESSMENT OF SST IN THE MAIN AREA OF THE WINTER HABITAT FOR PINK
SALMON IN THE NWPO BY JANUARY-MARCH 1998-2021 ACCORDING SATELLITE
DATA

Царева Вера Анатольевна, Ванюшин Георгий Петрович, Кружалов Михаил Юрьевич, Сапунова Елена Васильевна

Всероссийский научный исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии/ ФГБНУ "ВНИРО"/ г. Москва

Vera Tsareva, George Vanyushin, Mikhail Kruzhalov, Elena Sapunova

Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography /VNIRO/ Moscow

Введение

Открытые воды северо-западной части Тихого океана (СЗТО) являются обширным районом обитания горбуши в зимний период, который расположен между $38^{\circ}\div 50^{\circ}$ с.ш. и $152^{\circ}\div 172^{\circ}$ в.д. (распространение охотоморских, японских, западнокамчатских, западноберинговоморских стад) и 174° в.д. $\div 170^{\circ}$ з.д. (восточносахалинских, восточнокамчатских, восточноберинговоморских стад) (Шунтов, Темных, 2011). На основе накопленной базы данных ТПО для СЗТО проведена оценка влияния температурных параметров на условия зимнего обитания молоди горбуши в этой части Тихого океана за 1998-2021 гг. с января по март. Массив карт температуры поверхности океана (ТПО) построен во ВНИРО по данным геостационарных ИСЗ серий MTSAT-R, Himawari-8 (Япония), GOES-W (США). Обработка спутниковых и квазисинхронных (судовых и буйковых) измерений требует временных затрат и технических ресурсов. В целях выявления возможности повышения оперативности и экономии всех видов затрат по получению реальных данных о температурных условиях в СЗТО в работе в опытном порядке опробованы два методических подхода по интегральной оценке ТПО в основной зоне зимовки молоди горбуши. В первом подходе температурные параметры зимовки оценивались по данным ТПО в целом для всей основной зоны зимовки горбуши ($44^{\circ}\div 51^{\circ}$ с.ш.; от Курильских островов $\div 185^{\circ}$ в.д.). Во втором подходе температурные условия определялись для всей основной зоны (ОЗ) на основе результатов обработки спутниковых данных только в ограниченной реперной зоне (РЗ) – акватории с координатами ($47^{\circ}\div 49^{\circ}$ с.ш.; $171^{\circ}\div 174^{\circ}$ в.д.), так как этот подход значительно менее затратный и более оперативный (площадь РЗ меньше в 39 раз площади ОЗ). Результаты сравнительного анализа показали, что значения ТПО, характеризующие сложившуюся температурную обстановку в ОЗ зимовки горбуши по годам за период (1998-2021 гг.) с января по март при использовании обоих подходов оказались сопоставимыми и близкими между собой со средней разницей среднемесячных значений ТПО $0,2^{\circ}\text{C}\div 0,4^{\circ}\text{C}$, сезонных значений ТПО $0,2^{\circ}\text{C}$.

Данные и методы

Анализ температурных показателей в зоне зимовки горбуши производился на основе картографических материалов созданных по данным ежедневных инфракрасных спутниковых съёмок и квазисинхронных измерений температуры воды «in situ» с января по март 1998-2021 гг. как помесячно, так и для сезона в целом (рис. 1а) (Ванюшин Г.П. и др., 2005). Цифровые матрицы недельной, месячной, сезонной и межгодовой дискретности в дальнейшем использовались, как основной информационный источник для оценки

изменчивости температурной обстановки в выделенных зонах: ОЗ (основной зоны), РЗ (реперной зоны) (рис. 1(б)) (Царева В.А. и др., 2016).

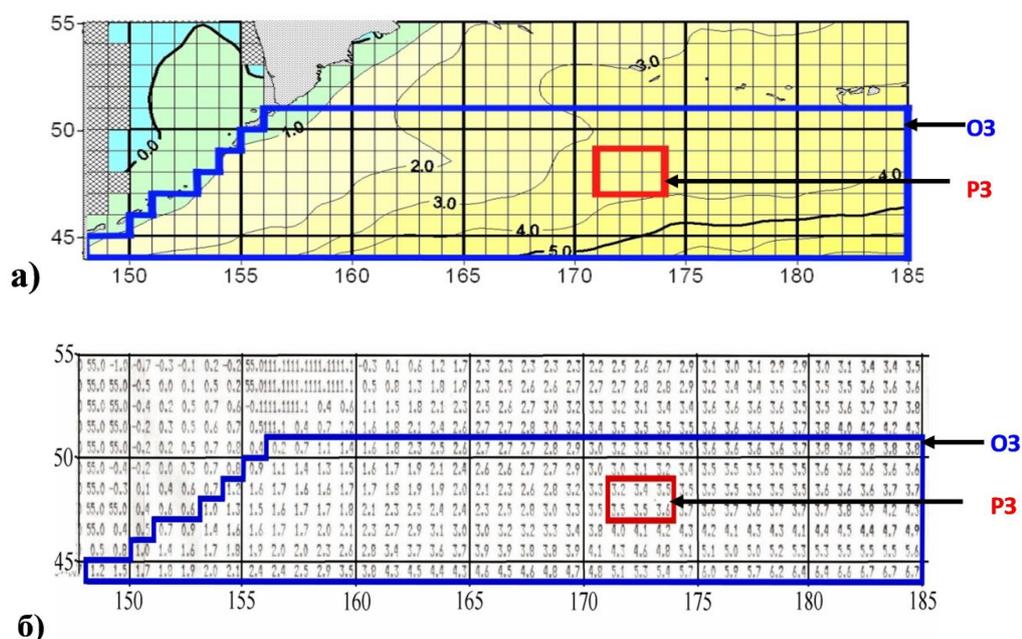


Рис.1 Пример карты анализа ТПО СЗТО за сезон январь-март 2021 г.: а) в аналоговом виде, б) в цифровом виде, где – основная зона (ОЗ), - реперная зона (РЗ)

Аналитические результаты получены в процессе обработки цифровых матриц среднемесячных значений ТПО по одноградусным квадратам, используя два методических подхода для оценки температурных условий в районе зимовки горбуши:

- в первом подходе температурные параметры оценивались по данным ТПО для всей ОЗ (44°÷51°с.ш.; от Курильских островов ÷185°в.д);
- во втором подходе температурные условия оценивались для ОЗ на основе результата анализа ТПО в РЗ (47°÷49°с. ш; 171°÷174°в.д.), находящейся почти в центральной части акватории ОЗ.

Результаты

На первом этапе работы проведены расчёты среднемесячных показателей ТПО для каждого зимнего месяца периода январь-март с 1998 г. по 2021 г. для обеих акваторий ОЗ и РЗ и сравнительная оценка полученных значений между собой (рис.2 ,3 , 4).

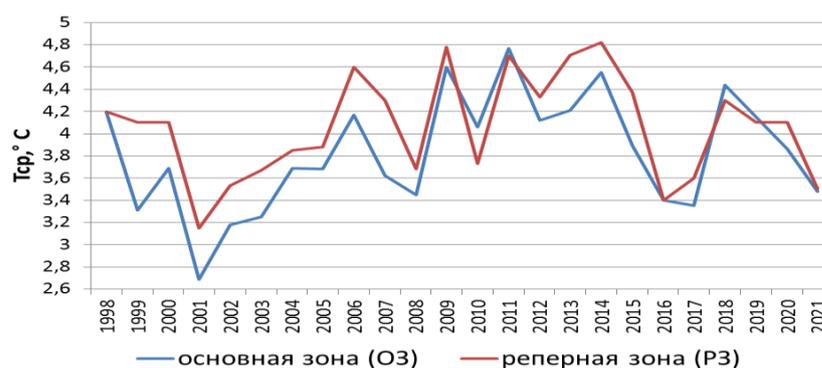


Рис.2 – Распределение среднемесячных значений ТПО в акваториях основной зоны (ОЗ) и реперной зоны (РЗ) обитания горбуши в СЗТО в январе за период 1998-2021 гг.

На графиках распределения среднемесячных значений ТПО в акваториях ОЗ и РЗ в СЗТО отчётливо видно, что на протяжении всего многолетнего ряда в каждом месяце с января по март отмечается синхронизация динамики значений ТПО. При этом расхождения в ТПО находились в диапазоне:

- в январе $-0,1^{\circ}\text{C} \div +0,8^{\circ}\text{C}$ (в среднем $0,4^{\circ}\text{C}$), при этом наименьшие расхождения наблюдались в 1998 г., 2011 г., 2016 г., 2021 г.;
- в феврале $-0,1^{\circ}\text{C} \div +0,9^{\circ}\text{C}$ (в среднем $0,4^{\circ}\text{C}$), при этом наименьшие расхождения оказались в 2001, 2002, 2004, 2009, 2010, 2016, 2019, 2020 гг.;
- в марте $-0,1^{\circ}\text{C} \div +0,5^{\circ}\text{C}$ (в среднем $0,2^{\circ}\text{C}$), при этом наименьшие расхождения были в 2001-2003 гг., 2008-2011 гг., 2015 г., 2016 г., 2019 г., 2020 г.

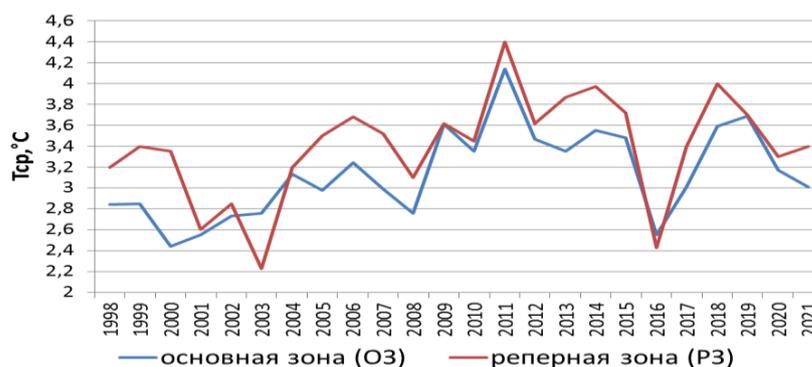


Рис.3 – Распределение среднемесячных значений ТПО в акваториях основной зоны (ОЗ) и реперной зоны (РЗ) обитания горбуши в СЗТО в феврале за период 1998-2021 гг.

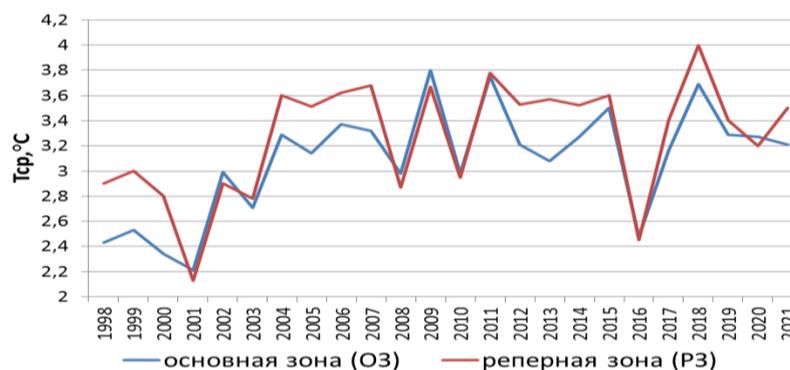


Рис.4 – Распределение среднемесячных значений ТПО в акваториях основной зоны (ОЗ) и реперной зоны (РЗ) обитания горбуши в СЗТО в марте за период 1998-2021 гг.

На втором этапе работы проведено сравнение сезонных показателей ТПО (январь-март) с 1998 г. по 2021 г. в обеих акваториях ОЗ и РЗ между собой. Аналитические результаты показали, что разница между ТПО в зонах находилась в диапазоне $-0,1^{\circ}\text{C} \div +0,6^{\circ}\text{C}$, а среднее значение разницы составило $0,2^{\circ}\text{C}$. При этом наименьшие расхождения зафиксированы в 1998 г., 2001-2003 гг., 2008-2010 гг., 2016 г., 2019 г., 2020 г., при полной синхронизации динамики ТПО.

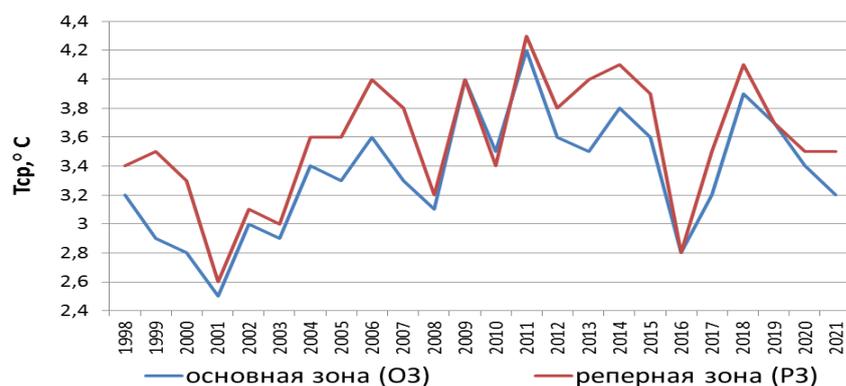


Рис.5 – Распределение среднемесячных значений ТПО в акваториях основной (ОЗ) и реперной зон (РЗ) обитания горбуши в СЗТО за сезон (январь-март) 1998-2021 гг.

Результаты сравнения хода динамики среднемесячных и среднесезонных значений ТПО за период январь-март 1998-2021 гг. в зоне основного зимнего обитания горбуши и в значительно меньшей по площади (в 39 раз) реперной зоне оказались сопоставимыми и близкими между собой со средней разницей среднемесячных значений ТПО $0,2^{\circ}\text{C} \pm 0,4^{\circ}\text{C}$, сезонных значений ТПО равной $0,2^{\circ}\text{C}$. Поэтому второй подход при оценке ТПО в основном районе зимовки горбуши возможно использовать в качестве репрезентативного подхода, как более оперативного и менее затратного.

Список литературы

Ванюшин Г.П., Котенев Б.Н., Кружалов М.Ю., Трошков А.А., Барканова Т.Б., Булатова Т.В., Царева В.А., Коробочка А.А., Марков С.Н. *Спутниковый мониторинг температурных условий промысловых районов Мирового океана. Программа ВНИРО*. Москва, изд. ВНИРО, 2005 г., 48 стр.

Шунтов В.П., Темных О.С. 2011. Тихоокеанские лососи в морских и океанических системах. Т.2. Владивосток: Изд-во ТИНРО-Центра. 473 с.

Царева В.А., Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю., Сапунова Е.В. *Особенности зимнего обитания азиатской горбуши на основе анализа температурных условий в реперной зоне (СЗТО) по спутниковым данным в 2001–2015 гг.* Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием «Природные ресурсы, их современное состояние, охрана, промысловое и техническое использование» (22–24 марта 2016 г.), ч. I, Петропавловск-Камчатский, КамчатГТУ, 2016. ISBN 978-5-328-00349-0, ISBN 978-5-328-00350-6 (ч.1), УДК 504, ББК 20.1, П77. УДК [639.211:551.463.6](265)"2001/2015", с. 175-178.

ОЦЕНКА ПОВТОРЯЕМОСТИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ СГОНОВ И НАГОНОВ НА
БЕРЕГОВЫХ СТАНЦИЯХ КАРСКОГО МОРЯ

THE ESTIMATION OF RECURRENCE OF THE EXTREME STORM SURGES ON THE
COASTAL STATIONS OF THE KARA SEA

Смирнова Дарья Алексеевна^{1,2}, Медведев Игорь Павлович², Степанова Наталья Борисовна²

¹ *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва*

² *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

Smirnova Daria Alekseevna^{1,2}, Medvedev Igor Pavlovich², Stepanova Natalya Borisovna²

¹ *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

² *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Введение

Изучение повторяемости экстремальных непериодических колебаний уровня моря чрезвычайно важно для строительства прибрежных объектов и инфраструктуры, а также для судоходства, особенно для арктического региона, который в последнее время приобретает все большее значение. Под «периодом повторяемости» ниже понимается средний интервал времени, в течение которого, предполагается, событие произойдет только один раз [Куликов, 2017]. Характер колебания уровня арктических морей во многом зависит от рельефа дна, изрезанности береговой линии и ледовой обстановки, поэтому каждая акватория имеет свои особенности. В данной работе для анализа взяты данные береговых станций Карского моря, на режим уровня которого оказывает значительное влияние и сток рек. Максимальное развитие сгонно-нагонных явлений здесь наблюдается в июле-октябре [Прошутинский, 1993].

Данные и методы

В работе были проанализированы ежечасные данные 12-ти станций на побережье Карского моря с временным диапазоном от 4 до 33 лет: Пролив Югорский Шар, Мыс Лескина, Острова Краснофлотские, Остров Диксона (море), Остров Диксона (бухта), Амдерма, Мыс Харасовэй, Остров Правды, Мыс Челюскина, Бухта Солнечная, Имени 60 лет ВЛКСМ, Тадибе-Яха. Из них было выбрано четыре с наименьшим количеством пропусков — Остров Диксона (море), Остров Правды, Бухта Солнечная, Мыс Челюскина (табл. 1). Распределения экстремальных значений определяются как предельные распределения наибольшего (наименьшего) из значений независимых, одинаково распределенных, непрерывных случайных величин при бесконечном увеличении их числа, или, что то же самое, наибольшего (наименьшего) выборочного значения при бесконечном увеличении объема выборки из непрерывного распределения [Куликов, 2017]. Они были оценены с помощью неограниченного распределения Гумбеля. В природе процессы ограничены физическими причинами. Иными словами, высота и период штормовых нагонов обуславливается силой и продолжительностью ветра. Аппроксимация распределения выполняется только для той части выборки, которая соответствует наиболее редким событиям.

Данные каждой станции прошли несколько этапов анализа. Из суммарных колебаний уровня моря были вычтены приливы. Далее для суммарных, непериодических и приливных рядов были посчитаны минимальные и максимальные суточные значения. Для расчета их повторяемости необходимо расположить значения уровня моря по возрастанию, далее по формуле

$$T_j = \frac{N + 1}{N - j + 1} \Delta t,$$

где j — индекс, N — количество событий, вычисляется период повторяемости для заданного значения. Следующие шаги — визуализация функций распределения значений колебаний уровня моря и расчет значений для периодов повторяемости 10, 20, 50 и 100 лет.

Таблица 1. Анализируемые станции

Станция	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Наблюдения, гг.	Длина ряда, гг.
Остров Диксона (море)	73.50	80.30	1977-94	18
Остров Правды	76.27	94.77	1962-94	33
Бухта Солнечная	78.20	103.27	1977-91	15
Мыс Челюскина	77.72	104.30	1977-96	20

Результаты

Величина экстремальных положительных и отрицательных колебаний уровня лимитируется не только ветром и давлением, но и глубиной [Ашик, 2012]. Выбранные для анализа станции располагаются в мелководной части.

Период покрытия данными для выбранных станций составляет от 15 (Бухта Солнечная) до 33 (Остров Правды) лет. Самыми полными данными (95%) обладает станция Остров Правды. Разница между минимальным и максимальным значениями в этом пункте за 32 года составила 242.9 см. Минимальное стандартное отклонение по суммарным (16.4 см) и непериодическим (13.7 см) колебаниям рассчитано для Бухты Солнечной.

Самые сильные приливы наблюдаются на Острове Правды и в Бухте Солнечной, причем по абсолютным максимальным значениям приливные колебания больший вклад в суммарные вносят на Острове Правды (45-46 см для периодов повторяемости 10-100 лет), а по минимальным — в Бухте Солнечной (46-48 см для тех же периодов).

Кривые функций распределения колебаний имеют одинаковый характер для всех четырех станций, причем графики для приливов отличаются в силу периодичности явления (рис. 1). Они предвычисляются и не могут превышать определенную высоту. Иными словами, кривая для периодических колебаний стремится к асимптоте. Поэтому использовать в данном случае распределение Гумбеля некорректно, так как оно неограниченно.

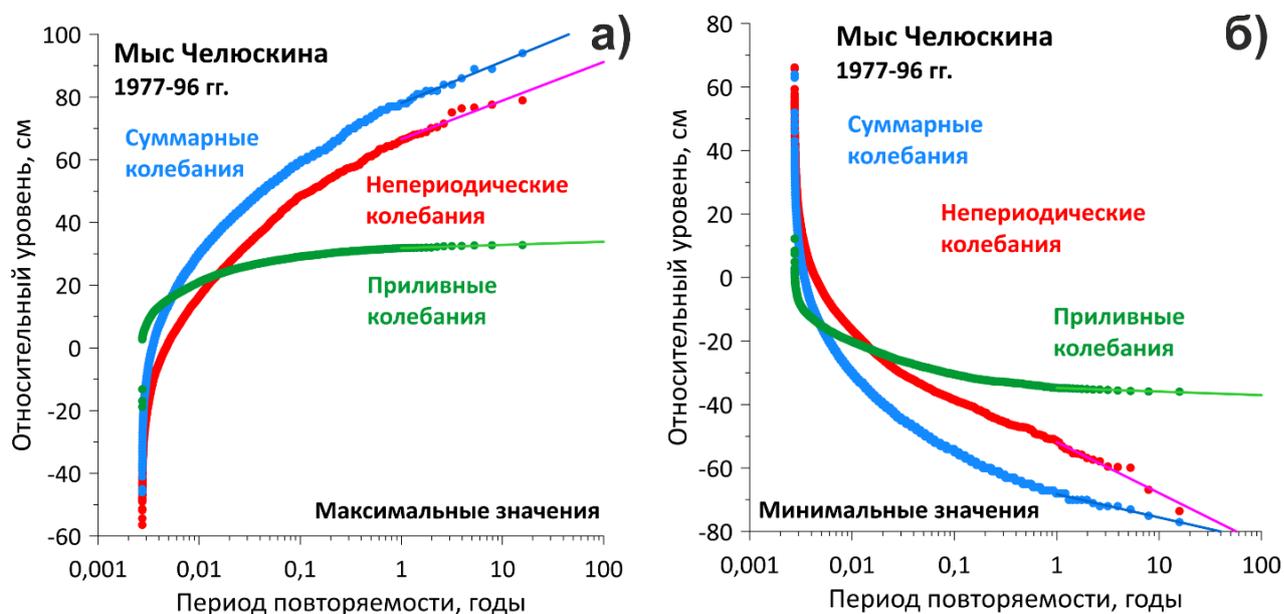


Рисунок 1. Функция распределения повторяемости а) максимальных суточных, б) минимальных суточных значений колебаний уровня моря на станции Мыс Челюскин

По уравнениям, аппроксимирующим значения уровня моря редкой повторяемости, были посчитаны значения для периодов повторяемости 10, 20, 50 и 100 лет для суммарных и неперидических рядов (табл. 2).

Наибольшая разница между абсолютными максимальными и минимальными значениями уровня моря наблюдается на Острове Диксона для всех периодов повторяемости. На этой же станции самая большая разница значений уровня моря для десяти- и столетнего периода повторяемости, то есть в этом пункте величина экстремальных нагонов и сгонов со временем увеличивается быстрее всего.

По мере движения на восток абсолютные максимальные значения колебаний уровня моря уменьшаются, за исключением Бухты Солнечной. Несмотря на то, что она находится западнее Мыса Челюскина, и суммарные, и неперидические колебания уровня моря там меньше. Возможно, это связано с ее географическим положением — на о. Большевик, в самой узкой части пролива Вилькицкого. Воды недостаточно, чтобы вызвать значительный подъем уровня. Уменьшение абсолютных максимальных значений уровня моря, вероятно, связано с ослаблением циклонов и, как следствие, скорости ветра — основной вынуждающей силой штормовых нагонов.

Несколько иная ситуация с абсолютными минимальными значениями. Для рядов неперидических колебаний уровня моря прослеживается та же закономерность, а для суммарных — уменьшение значений при движении с запада на восток. Можно выдвинуть предположение, что на сгоны в Бухте Солнечной приливы влияют сильнее, чем на нагоны.

По [Ашик, 2012], отличительная черта колебаний уровня Карского моря — превышение значений абсолютных максимумов над абсолютными минимумами. Так, для Острова Правды указана разница в 45-55 см, тогда как по данным анализа эта разница составляет от 18 до 24 см (табл. 2). Иными словами, нагоны в Карском море сильнее сгонов, причем с увеличением периода повторяемости растет разница между абсолютными максимальными и минимальными значениями.

Таблица 2. Значения уровня Карского моря для разных периодов повторяемости

	Суммарные колебания				Непериодические колебания			
Максимальные суточные значения								
Период повторяемости, лет	10	20	50	100	10	20	50	100
Остров Диксона (море)	126.4	136.5	149.8	159.9	126.1	135.4	147.6	156.9
Остров Правды	125.1	132.0	141.2	148.1	114.2	122.3	133.1	141.2
Бухта Солнечная	81.5	85.9	91.8	96.3	68.7	74.2	81.5	87.0
Мыс Челюскина	91.3	95.3	100.5	104.5	78.9	82.6	87.5	91.2
Минимальные суточные значения								
Остров Диксона (море)	-117.3	-126.9	-139.7	-149.3	-110.4	-118.2	-128.5	-136.2
Остров Правды	-107.0	-112.4	-119.5	-124.9	-90.9	-94.6	-99.6	-103.3
Бухта Солнечная	-80.6	-83.7	-87.9	-91.0	-54.3	-57.1	-60.8	-63.5
Мыс Челюскина	-75.6	-77.8	-80.7	-82.9	-67.9	-72.7	-79.1	-83.9

Заключение

Из 12-ти береговых станций Карского моря в работе использовались данные только четырех самых полных рядов колебаний уровня моря. Кривые функций распределения их периодов повторяемости имеют схожий характер. Для аппроксимации значений использовалось распределение Гумбеля. Оно достаточно адекватно аппроксимирует распределение вероятностей суммарных и непериодических рядов уровня моря, однако для приливных не подходит, так как приливы регулярны и не превышают определенной высоты, которая на графиках выражается в виде асимптоты, к которой стремится кривая приливных колебаний.

Исследование выполнено в рамках комплексной научно-образовательной 58-й экспедиции НИС «Академик Иоффе» в Карское море в рамках программы "Плавучий университет", организованной совместными усилиями Института океанологии РАН и Московского физико-технического института при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ.

Список литературы

- Ашик И. М., Рыжов И. В.* Экстремальные колебания уровня арктических морей и их многолетние изменения // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2012. – №. 4. – С. 74-89.
- Куликов Е. А., Медведев И. П.* Статистика экстремальных сгонно-нагонных явлений в Балтийском море // Океанология. – 2017. – Т. 57. – №. 6. – С. 858-870.
- Прошутинский А. Ю.* Колебания уровня Северного ледовитого океана // СПб.: Гидрометеоздат. – 1993. – Т. 216.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ФРАМОВСКОЙ ВОДНОЙ МАССЫ В ЖЁЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ
В АВГУСТЕ 2021 ГОДА

TRANSFORMATION OF THE FRAM STRAIT BRANCH WATER IN THE ST. ANNA
TROUGH IN AUGUST 2021

Джамалова Алина Гайратовна¹, Нурлибаева Алина Салиховна¹, Витинг Кирилл Борисович², Осадчиев Александр Александрович^{2,3}, Фрей Дмитрий Ильич³, Степанова Наталья Борисовна^{2,3}

¹ *Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

² *Московский физико-технический институт, Долгопрудный*

³ *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

Dzhamalova Alina Gairatovna¹, Nurlibaeva Alina Salihovna¹, Viting Kirill Borisovich², Osadchiev Alexander Alexandrovich^{2,3}, Frey Dmitriy Ilyich³, Stepanova Natalya Borisovna^{2,3}

¹ *Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg*

² *Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny*

³ *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Введение

Тёплая атлантическая водная масса, фактически являющаяся продолжением Гольфстрима, поступает из Северной Атлантики в Северный Ледовитый океан двумя путями: одна струя течёт через пролив Фрама к северу от архипелага Шпицберген и Земли Франца-Иосифа, вторая – через Баренцево море к югу от этих архипелагов. В районе жёлоба Святой Анны, расположенного юго-восточнее Земли Франца-Иосифа, эти две атлантические ветви встречаются, взаимодействуют между собой, перемешиваются и распространяются дальше на восток вдоль материкового склона. По литературным данным известно, что часть фрамовской ветви атлантической водной массы проникает в жёлоб Святой Анны вдоль западной его части, затем разворачивается и выходит назад на материковый склон вдоль восточной части жёлоба. В процессе этого фрамовская ветвь охлаждается в результате взаимодействия с более холодной баренцевоморской ветвью, которая целиком проходит через жёлоб Святой Анны на пути из Баренцева моря на континентальный склон. Часть фрамовской ветви не разворачивается в жёлобе и поступает в северо-восточную часть Баренцева моря в район к северу от Новой Земли. В настоящей работе исследуется циркуляция и трансформация фрамовской ветви в жёлобе Святой Анны и прилегающих акваториях по данным подробной гидрологической съёмки в августе 2021 года.

Данные и методы

Для изучения гидрологической структуры в жёлобе Святой Анны анализировались измерения температуры и солёности от поверхности до дна, сделанные с помощью STD-зонда SBE 19plus на 55 гидрологических станциях (рис. 1). Станции на полигоне были организованы в 8 разрезов: наиболее северный разрез пересекал континентальный склон в

меридиональном направлении, 5 квази-зональных разрезов пересекали жёлоб с 82° по 79.5° с.ш., 2 самых южных разреза пересекали юго-западный отрог жёлоба.

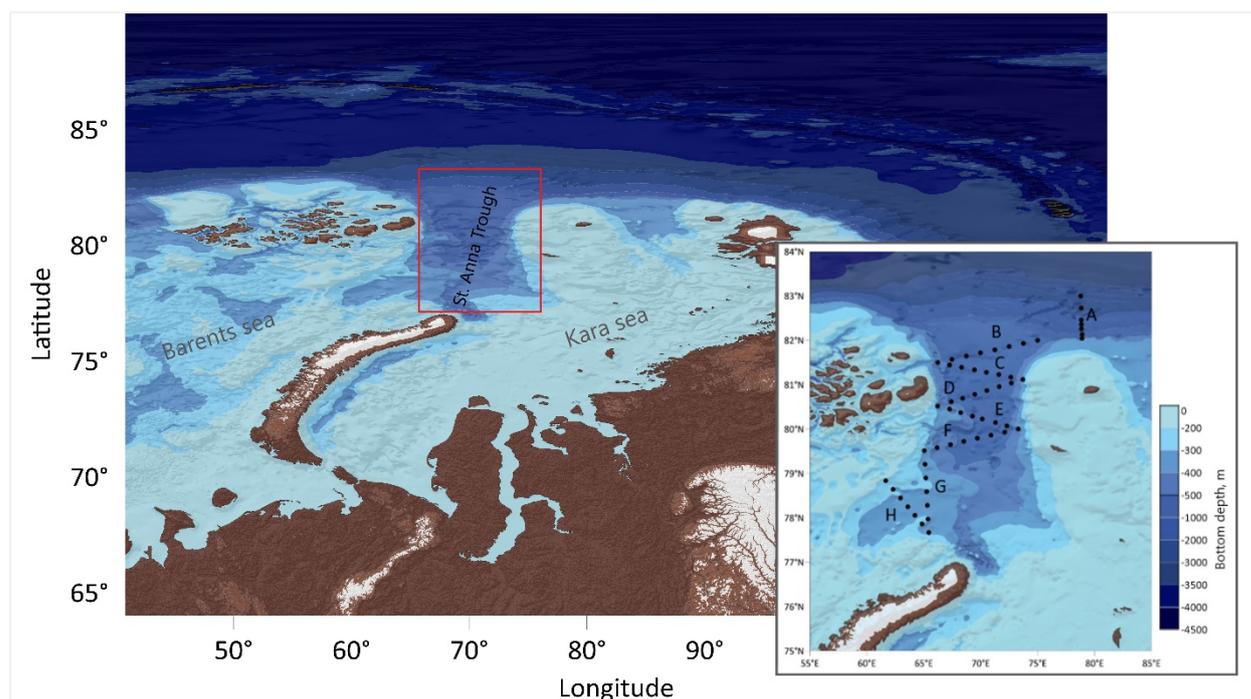


Рис. 1. Район исследования с указанием расположения станций полигона.

Данные измерений были подвергнуты первичной обработке при помощи специальной программы SBE Data Processing. На выходе были получены данные о температуре и солёности с дискретностью по глубине в 0.5 м. Для визуализации данных при дальнейшем анализе использовались программы Golden Software Surfer и Ocean Data View.

Результаты

Ниже представлены некоторые (наиболее показательные) из построенных разрезов по данным измерений температуры, которые демонстрируют изменения, происходящие с фрамовской ветвью в районе исследования. На рис. 2 изображены станции двух наиболее северных разрезов (разрезы В и С на рис. 1), сделанных непосредственно в жёлобе Святой Анны. На разрезе В чётко выделяются три ядра тёплых вод с температурой до $2-2.5^\circ\text{C}$, лежащие на глубинах 70-250 м. Два из трёх ядер ассоциируются с затоком фрамовской ветви в жёлоб и вытоком из него на континентальный склон. Причина появления третьего тёплого ядра менее очевидна. Подобная же структура с тремя тёплыми ядрами, которая была зафиксирована в этом районе в сентябре 2008 года, была описана в статье [Dmitrenko et al., 2015]. В этой работе западное и восточное ядра интерпретировались как заток и выток фрамовской ветви в жёлобе, а центральное ядро – как меандр основного вдольсклонового потока фрамовских вод. По данным разрезов, сделанных в нашей экспедиции южнее, видно, что эта интерпретация ошибочна. На следующем разрезе С видно, что расположение и температура западного и центрального ядер остаются практически неизменными, в то время как восточное тёплое ядро на разрезе С отсутствует.

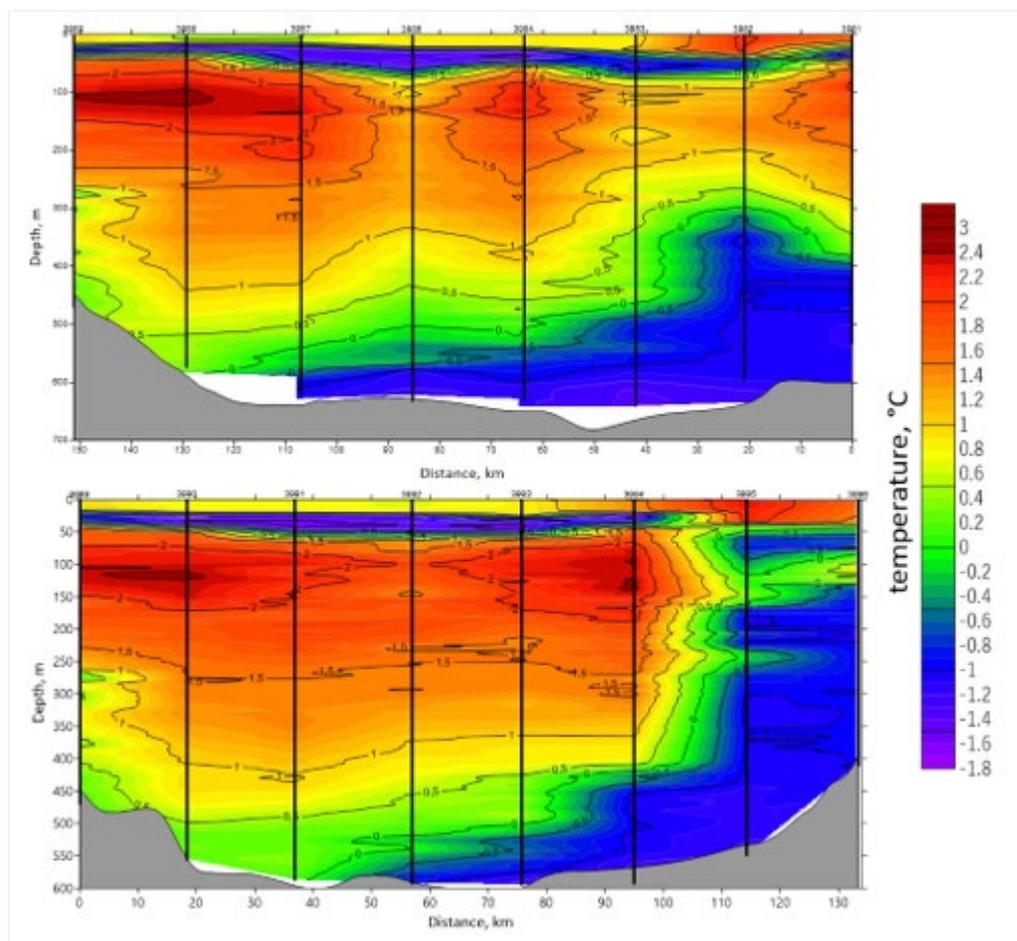


Рис. 2. Графическое представление разрезов по температуре станций полигона, расположенных на севере жёлоба Святой Анны.

На рис. 3. представлены распределения температуры вдоль разрезов Е и Н. Разрез Е был выбран неслучайно: именно на нём можно увидеть разворот фрамовской водной массы, при котором она переходит с западной в восточную часть жёлоба. Вместе с этим, на разрезе видно, что температура ядра фрамовских вод незначительно упала, что, в целом, соответствует существующим представлениям об охлаждении фрамовского потока при прохождении через жёлоб Святой Анны и взаимодействии с более холодными баренцевоморскими водами. На самом южном разрезе (разрез Н на рис. 1) просматриваются следы фрамовской водной массы, что свидетельствует о разделении данного потока на разрезе Е – часть разворачивается и идёт на восточный склон, часть идёт на юго-запад к северной оконечности Новой Земли.

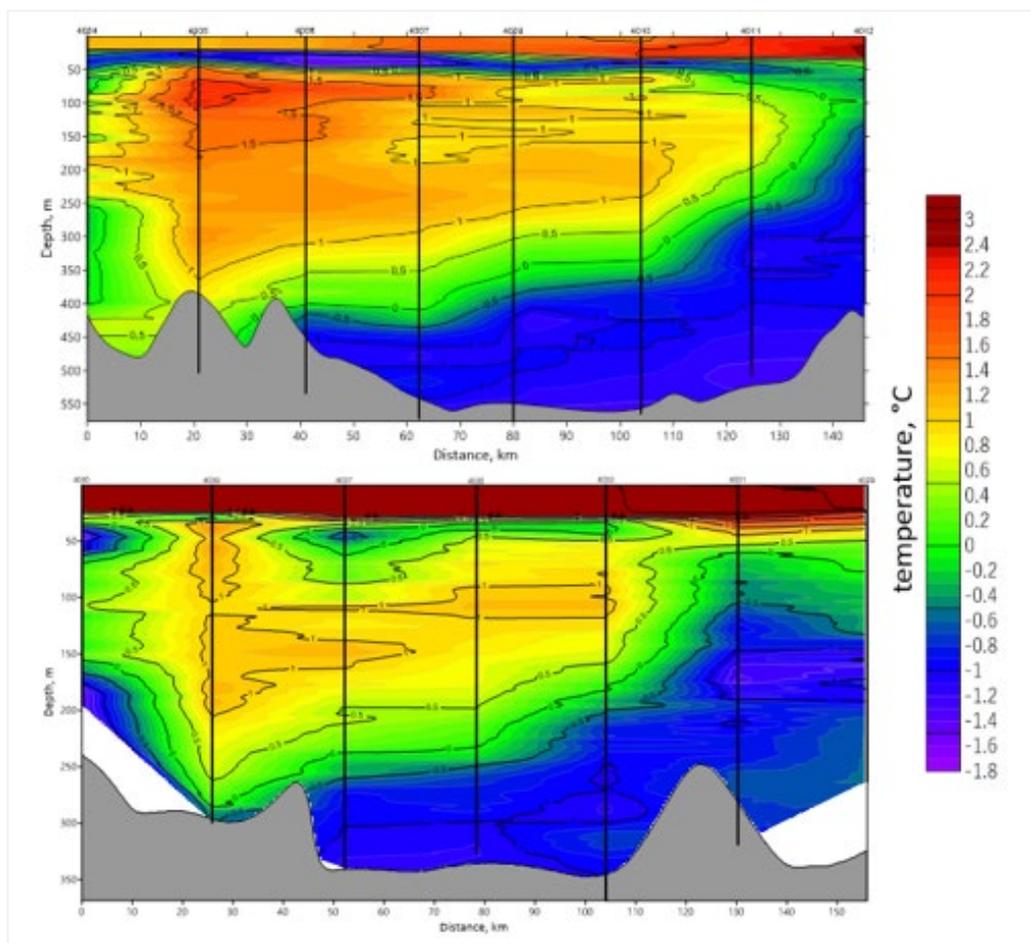


Рис. 3. Графическое представление разрезов Е и Н по значениям температуры.

Более детальную картину изменения температуры и солёности фрамовского потока показывают TS-диаграммы, построенные по предполагаемым ядрам фрамовских вод внутри жёлоба Святой Анны. Анализируя рис. 4, можно сказать, что температура ядра фрамовской водной массы меняется незначительно и колеблется в пределах от 2.20 до 2.45 °С. Значения температуры на станциях, находящихся за пределами жёлоба на материковом склоне, т.е. после вытока фрамовской ветви из жёлоба, (0.75 и 0.43 °С), а также наличие трёх тёплых ядер в северной части жёлоба Святой Анны свидетельствуют о том, что струя фрамовского потока, которая затекла в жёлоб, не полностью вытекает из него, а частично рециркулирует в пределах жёлоба.

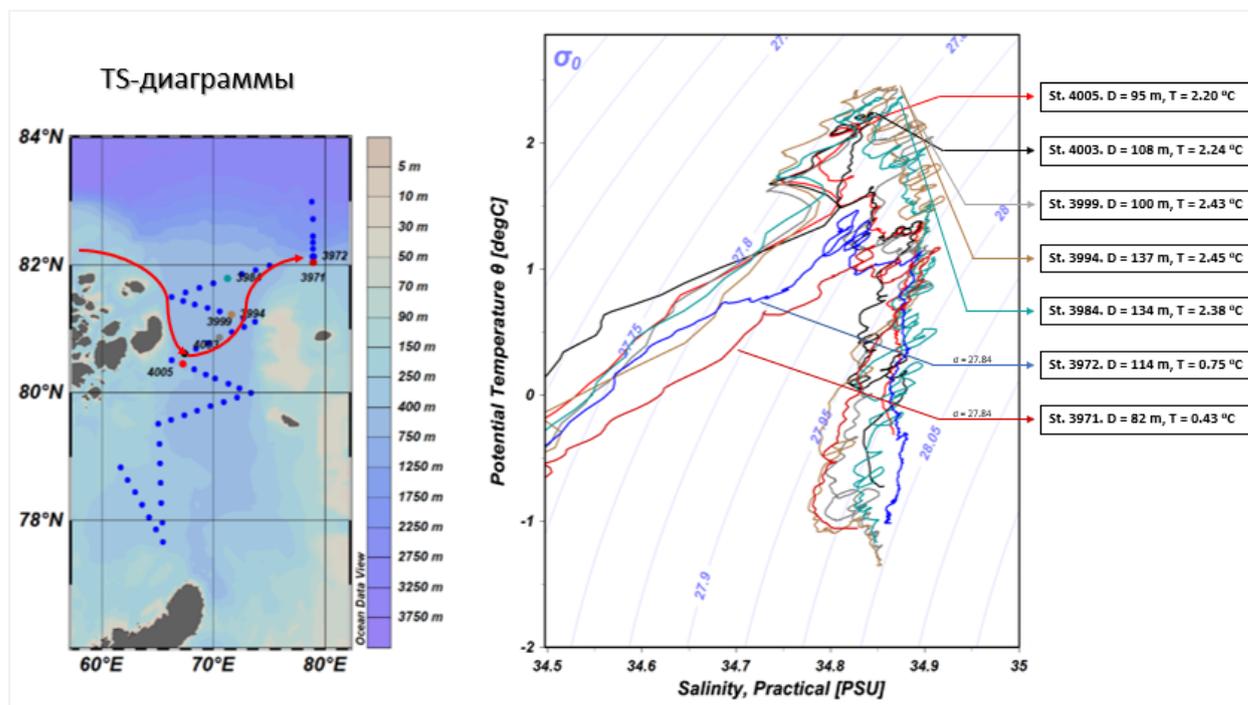


Рис. 4. TS-диаграммы, отображающие перемещение фрамовского потока.

Заключение

По данным подробной гидрологической съемки в жёлобе Святой Анны и прилегающих акваториях, сделанной в августе 2021 года, была описана структура фрамовской водной массы, а также её пространственные характеристики и трансформация в жёлобе. На основании этих измерений показано, что фрамовские воды, проходя через жёлоб Святой Анны, охлаждаются незначительно. Также установлено, что траектория фрамовской ветви разветвляется в южной части жёлоба (часть потока отделяется в юго-западный отрог жёлоба) и в северной части жёлоба (часть потока не поступает на континентальный склон, а рециркулирует в жёлобе). Эти и другие выводы, полученные по результатам экспедиции и представленные в двух других статьях этого сборника (Нурлибаева и др., 2021; Витинг и др., 2021), подтверждают предположение о том, что фрамовская ветвь не протекает через жёлоб Святой Анны как меандр, а значительная её часть формирует стационарный вихрь, ограниченный топографией жёлоба.

Благодарность

Данная работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования.

Рейс: 58-я экспедиция НИС «Академик Иоффе» в Карское море по программе Плавающий университет ИО РАН и МФТИ.

Список литературы

Dmitrenko I.A. et al. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans.* – 2015. – Vol. 120. – P. 5158–5178. doi:10.1002/2015JC010804.

УДК 53

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОДНЫХ МАСС В ЖЕЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ В АВГУСТЕ 2021 ГОДА

**Нурлибаева Алина Салиховна¹, Осадчиев Александр Александрович²,
Степанова Наталия Борисовна^{2,3}**

¹ *Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

² *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

³ *Московский физико-технический институт, Москва*

DISTRIBUTION OF ATLANTIC WATER MASSES THE ST. ANNA TROUGH IN AUGUST 2021

**Nurlibaeva Alina Salikhovna¹, Osadchiev Aleksandr Aleksandrovich², Stepanova
Nataliya Borisovna^{2,3}**

¹ *Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg*

² *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

³ *Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow*

Введение

Формирование и циркуляция вод Северного Ледовитого океана (СЛО) во многом определяются его взаимодействием с теплыми водами Северо-Атлантического течения, являющегося в свою очередь продолжением мощного Гольфстрима, через Норвежское море. Общеизвестно, что атлантическая вода поступает в бассейн СЛО двумя путями. Через пролив Фрама, следуя к северным оконечностям архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, проходит фрамовская ветвь атлантических вод (несет фрамовскую водную массу, далее ФВМ), другая – баренцевоморская (баренцевоморская водная масса, БВМ), проходит через Баренцево море к бассейну Нансена. Поступающее из Северной Атлантики тепло способствует сокращению площади ледяного покрова в Арктическом бассейне (описано в работах [Соколов и др., 2018; Иванов и др., 2012; Onarheim et al., 2014]), а влияние атлантических вод на сезонную изменчивость морского льда в последнее десятилетие характеризуют понятием «атлантификация» [Репина и др., 2018].

Несмотря на атлантическое происхождение обеих водных масс, именно БВМ на пути к СЛО претерпевает существенные изменения, в отличие от ФВМ: в условиях отсутствия постоянной кромки льда или неравномерного его распределения, выпадения осадков и зимнего выхолаживания Баренцевоморская ветвь охлаждается и уплотняется. Теперь уже холодная (ниже 0 °С) атлантическая водная масса при образовании льда становится более соленой и в результате конвекции опускается до дна, заполняя глубинные слои, а таяние того же морского льда создает менее плотную верхнюю часть БВМ, которая впоследствии гомогенизируется халинной конвекцией и направляется на восток совместно с основной частью потока, следуя топографии дна [Rudels et al. 2004]. Теплую Фрамовскую ветвь

изолирует постоянная кромка льда, благодаря чему ее теплотери равномерны, и на протяжении всего пути к бассейну Нансена прослеживается стабильно положительная температура потока от +1,0 °С и выше. Однако его верхняя часть при контакте с нижней границей льда опресняется, образовавшиеся менее соленые воды заполняют слой между льдом и ядром ФМВ. Обе ветви встречаются на стыке Баренцева и Карского морей, в желобе Святой Анны, откуда через бассейн Нансена продолжают циркулировать по всему СЛО.

Место встречи двух водных масс, небольшой по площади желоб Святой Анны, является районом трансформации атлантических вод и представляет особый интерес для исследований. Процесс взаимодействия ФВМ и БВМ здесь изучен не в полной мере. Авторам представилась возможность провести наблюдения в желобе Святой Анны в рамках 58-й экспедиции НИС «Академик Иоффе» в Карское море по программе Плавающий университет ИО РАН и МФТИ в августе 2021 года. По полученным гидрологическим данным изучена термохалинная структура вод желоба Святой Анны, а также выделены две водные массы атлантических Фрамовского и Баренцевоморского потока.

Данные и методы

В данной статье представлены результаты подробной гидрологической съемки желоба Святой Анны, а также прилегающих к нему территорий (в частности, район континентального склона (до 83° с.ш.) и два южных района – рис.1, б)). Было выполнено 55 станций и проанализировано 8 разрезов, по полученным данным построены и проанализированы разрезы по температуре, солености и плотности, а также составлены TS-диаграммы для выявления изменений гидрологических параметров водных масс.

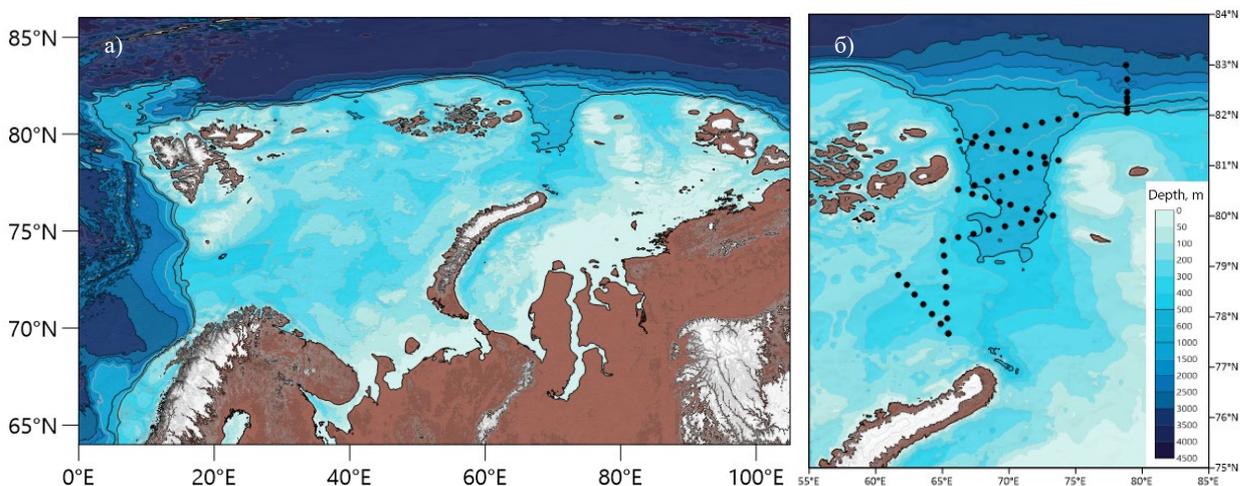


рис.1. а) карта западной части Северного Ледовитого океана, включающая северную часть Норвежского моря, северо-восточную часть Гренландского моря, пролив Фрама, Баренцево море, Карское море, желоб Святой Анны; б) расположение станций в желобе святой Анны.

Исследование изменения гидрологических параметров водных масс в результате процесса прохождения через желоб, их видоизменение в месте встречи, а также пространственная изменчивость Фрамовской и Баренцевоморской ветвей мало изучены ввиду удаленности акватории и сложных условий проведения измерений. Этими соображениями и

руководствовались при выборе станций для разрезов, проанализировав литературу [Dmitrenko et al. 2015].

Результаты

Основные результаты исследования сходятся с общим представлением о циркуляции вод в желобе Святой Анны: найдена теплая ФВМ и вливающаяся в желоб холодная БВМ, прослеживается поворот Фрамовской ветви и её выход на восточном склоне.

На северном разрезе желоба (рис.2) наблюдаются три ядра теплых вод. Определенно, два из них принадлежат теплой втекающей (первое) и вытекающей (второе) менее теплой, ввиду охлаждения в желобе, Фрамовской ветви. Наличие третьего ядра авторами может быть объяснено либо меандрированием уже вытекшего менее теплого потока, либо затоком на северо-восток желоба основной Фрамовской ветви, остаточное тепло которой отразилось на восточной части разреза. В исследовании [Dmitrenko et al. 2015] два крайних ядра относят к Фрамовскому потоку, а третье по центру к меандру. Однако по распределению солёности сложно выделить втекающую и вытекающую ФВМ, здесь она представляется единым потоком, где максимум солёности 34,9 ‰ (на глубинах 300-350 м) приходится ниже максимума температуры ядра 2,4 °С (на глубине 100 м).

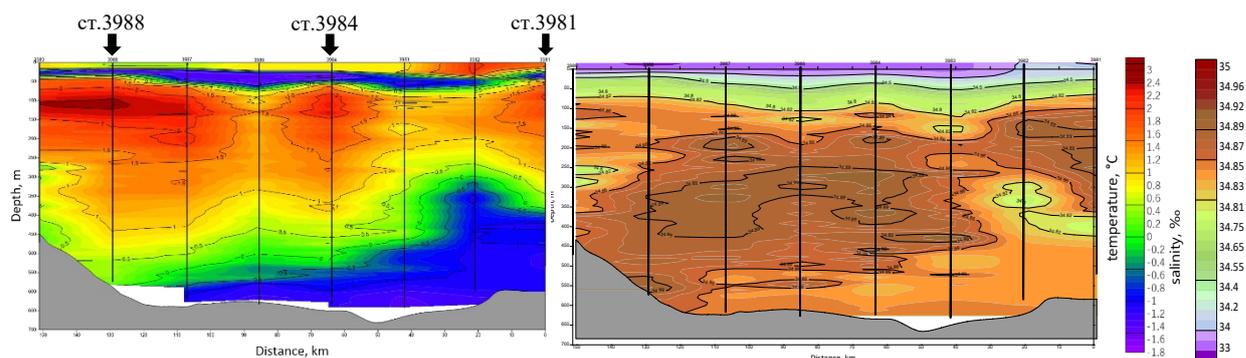


рис.2. вертикальное распределение температуры (слева, расположение теплых ядер указано стрелками выше разреза - станции 3988, 3984, 3981) и солёности (справа) на северном разрезе желоба Святой Анны (по счету 2-й разрез из всех).

Разворот Фрамовской ветви прослеживается не вблизи южного склона, как ранее предполагалось по общим представлениям, а приблизительно в центре желоба Святой Анны (рис.3). Четко видна прижимающаяся силой Кориолиса к восточному склону мощная и холодная БВМ. На глубинах 506-511 м в желобе прослеживается однородный слой БВМ с неизменными характеристиками потенциальной температуры $-1,29\text{ }^{\circ}\text{C}$, солёности 34,85 ‰ и потенциальной плотности $28,048\text{ кг/м}^3$. Анализируя теплосодержание обеих ветвей в статье [Витинг и др., 2021] можно сделать вывод о том, что в самом желобе Святой Анны холодная и плотная БВМ практически не взаимодействует с теплой ФВМ, гидрологические характеристики меняются лишь у граничных частей, заполняющих область раздела между двумя атлантическими водными массами.

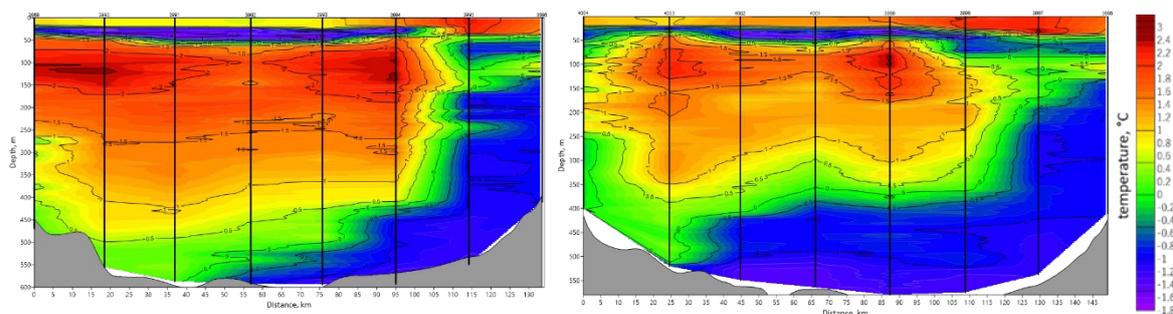


рис.3. вертикальное распределение температуры 4-го и 5-го по счету разрезов, центр желоба Святой Анны

Следуя вдоль восточного склона желоба Баренцевоморские воды на выходе, уже на континентальном склоне, интенсивно перемешиваются и падают с глубины 500 м на глубину 1100 м, а вытекшие Аннинские воды (менее теплые вытекшие Фрамовские воды) тонким слоем растеклись под галоклин, ниже 70 м, и изолировали основную Фрамовскую ветвь (рис.4).

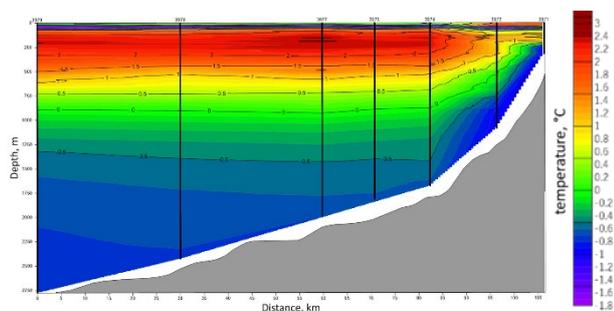


рис.4. разрез на материковом склоне, 1-й по счету

Выводы

Изучена гидрологическая структура вод желоба Святой Анны. Выделены ядро втекающей теплой Фрамовской ветви с температурой 2,4 °С и ядро вытекающей менее теплой Аннинской воды (той же Фрамовской ветви, но остывшей ввиду прохождения через желоб) с температурой 2,0 °С. Однако выяснилось, что для полного понимания гидрологической структуры в желобе Святой Анны и идентификации найденного третьего ядра теплых вод было выполнено недостаточно разрезов, необходимы дополнительные станции на входе в желоб и по середине выше.

Теплопотеря Фрамовской ветви в желобе незначительна. БВМ в желобе практически не взаимодействует с ФВМ, прижимается к восточному склону силой Кориолиса и на материковом склоне уходит на глубину 1100 м. Вытекшая Аннинская вода тонким слоем изолирует Фрамовскую ветвь от галоклина.

Работа выполнена в рамках программы Плавучие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования.

Литература:

1. Rudels B, Jones PE, Schauer U, Eriksson P.. Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters. *Polar Res* 23: 181-208
2. Igor A. Dmitrenko, Bert Rudels, Sergey A. Kirillov, Yevgeny O. Aksenov, Vidar S. Lien, Vladimir V. Ivanov, Ursula Schauer, Igor V. Polyakov, Andrew Coward, David G. Barber. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, 120: 5158–5178
3. Schulz, K., Janout, M., Lenn, Y.-D., Ruiz-Castillo, E., Polyakov, I., Mohrholz, V., et al. (2021). On the along-slope heat loss of the Boundary Current in the Eastern Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126.
4. N. V. Zhurbas. Estimation of Flow Rate and Thermohaline Characteristics of Atlantic Water in the Eurasian Basin. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2019, Vol. 44, No. 9, pp. 603–612
5. N. Zhurbas and N. Kuzmina. Variability of the thermohaline structure and transport of Atlantic water in the Arctic Ocean based on NABOS (Nansen and Amundsen Basins Observing System) hydrography data. *Ocean Sci.*, 16, 405–421, 2020

УДК 551.465.45

ЦИРКУЛЯЦИЯ И ТЕПЛООБМЕН В ЖЕЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ

CIRCULATION AND HEAT EXCHANGE IN THE ST. ANNA TROUGH

Витинг Кирилл Борисович¹, Джамалова Алина Гайратовна², Нурлибаева Алина Салиховна², Осадчиев Александр Александрович^{1,3}, Фрей Дмитрий Ильич³, Степанова Наталья Борисовна^{1,3}

¹ *Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), Долгопрудный*

² *Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

³ *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

Kirill Viting¹, Alina Dzhamalova², Alina Nurlibaeva², Alexander Osadchiev^{1,3}, Dmitry Frey³, Natalya Stepanova^{1,3}

¹ *Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny*

² *Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg*

³ *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Введение

Изучение теплых атлантических вод в Арктике в последнее время привлекает все больше внимания, т.к. считается, что они играют значительную роль в изменении климата в Арктике и влияют на сокращение площади сезонного льда. Также атлантические воды являются потенциальным источником биогенов для шельфовой зоны арктических морей России, поэтому исследование их распространения имеет важное научное и практическое значение. Поступая с юга из Атлантического океана, теплая атлантическая водная масса разделяется в районе острова Шпицберген на два потока. Один из них идет в Северный Ледовитый океан через пролив Фрама и далее вдоль континентального склона к северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа, другой – через Баренцево море. На пути в Северный Ледовитый океан эти водные массы вновь встречаются в желобе Святой Анны, который граничит с запада с Землей Франца-Иосифа, с востока – с островами Ушакова и Визе и с юга – с Новой Землей. Вся баренцевоморская ветвь проходит через желоб, также часть более теплой фрамовской ветви затекает в желоб и взаимодействует в нем с более холодной баренцевоморской ветвью. Считается, что происходящий в результате этого теплообмен и перемешивание могут сильно повлиять на то, какими характеристиками будет обладать общий поток атлантической воды, поступающий из района желоба далее на восток в Северный Ледовитый океан.

Наше исследование направлено на изучение трансформации атлантической воды в желобе Святой Анны. Для этого в августе 2021 года была проведена подробная STD-съемка в желобе и прилегающих акваториях Баренцева моря и Карского моря. По полученным данным были детектированы основные водные массы, после чего рассчитаны их

геострофические течения и теплосодержание. На основе полученных результатов высказано предположение о наличии рециркуляции теплой фрамовской воды в желобе Святой Анны.

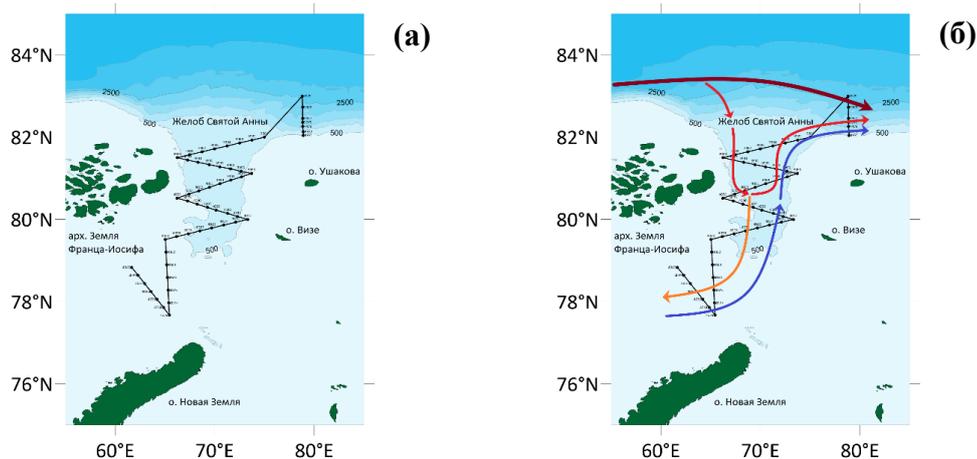


Рисунок 1. (а) Станции экспедиции АИ-58 в районе желоба Святой Анны. (б) Классическая схема течений в желобе Святой Анны. Красными стрелками отмечены фрамовские ветви, синими – баренцевоморская ветвь, оранжевой – "хвост" фрамовской ветви.

Данные и методы

В ходе 58-ой экспедиции НИС «Академик Иоффе» в Карское море по программе Плавучий университет ИО РАН и МФТИ в августе 2021 года было произведено STD-зондирование от поверхности до дна на 55 гидрологических станциях в желобе Святой Анны и прилегающих акваториях к югу и северо-востоку от желоба (Рис. 1а). По полученным данным были построены профили распределения температуры, солености и плотности на пяти разрезах поперек желоба, двух разрезах к югу от желоба и одном разрезе поперек континентального склона к северо-востоку от желоба. По этим данным были выделены 3 ветви течений: фрамовская ветвь в желобе Святой Анны, «хвост» фрамовской ветви, затекающий в Баренцево море и баренцевоморская ветвь. Такая картина течений считается классической для желоба Святой Анны (Рис. 1б) (Lien and Trofimov, 2013; Dmitrenko et al., 2015). Далее по распределению плотности были рассчитаны геострофические течения через разрезы. Также для каждой из трех ветвей на каждом разрезе было посчитано теплосодержание по формуле (1).

$$heat\ content = \rho_0 c_p \int_{z_1}^{z_2} (\theta - \theta_{fr}) dz, \quad (1)$$

где ρ_0 - плотность воды, c_p - теплоемкость воды, θ – потенциальная температура воды, θ_{fr} - температура замерзания воды, z – глубина (Polyakov et al., 2017).

Результаты

Распределение плотности на разрезах в желобе Святой Анны показало, что значимые горизонтальные градиенты наблюдаются только для баренцевоморской ветви в восточной части разрезов, в то время как для фрамовской ветви они незначительны (Рис. 2а). Это позволило предположить, что в геострофическом равновесии будет находиться только течение вод из Баренцева моря вдоль восточного края желоба. Расчет геострофических течений подтвердил наше предположение – на разрезах четко выделяется баренцевоморская

ветвь, текущая на север со скоростью порядка 10 см/с (Рис. 2б). Рассчитанные геострофические течения у фрамовской ветви не превышают 2-3 см/с, более того, геострофические течения не выделяют течение на юг в западной части желоба и течение на север в его восточной части. Это указывает на то, что, по-видимому, баренцевоморская ветвь находится в геострофическом равновесии, а фрамовская ветвь – нет.

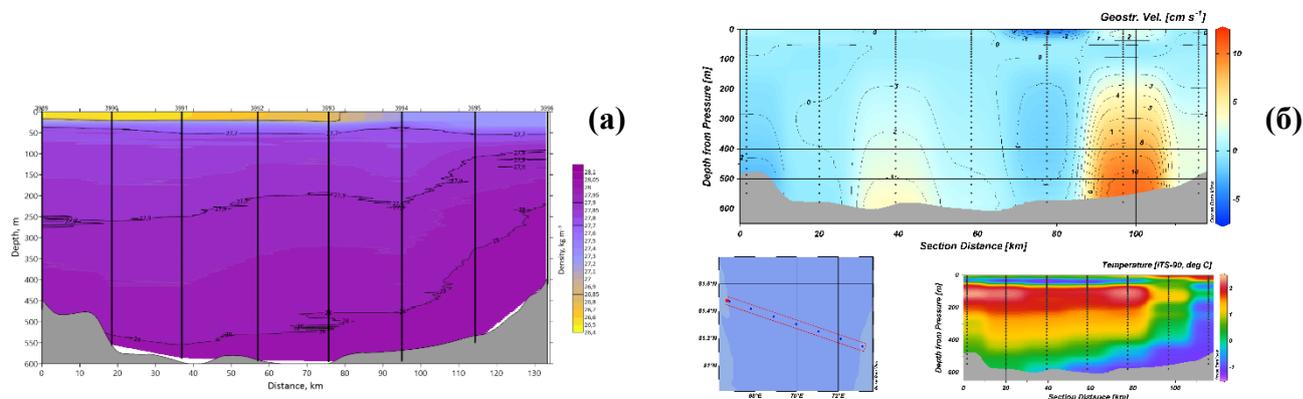


Рисунок 2. (а) Пример распределения плотности (разрез 3).
(б) Пример расчета геострофических течений (разрез 3).

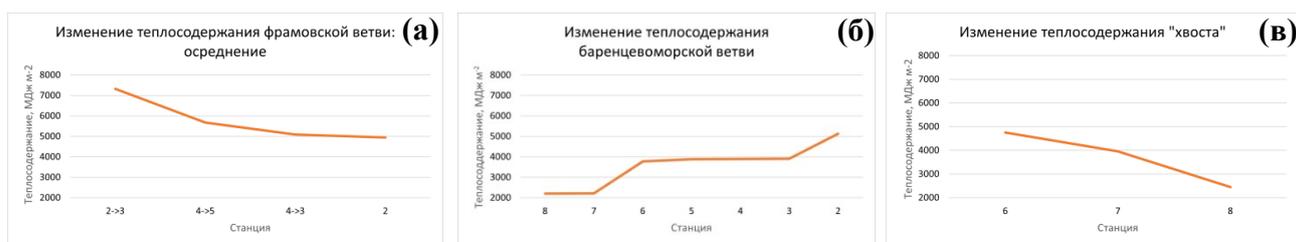


Рисунок 3. (а) Изменение теплосодержания фрамовской ветви, осредненного по близкорасположенным станциям на соседних разрезах. (б) Изменение теплосодержания баренцевоморской ветви по отдельным разрезам. (в) Изменение теплосодержания "хвоста" фрамовской ветви по отдельным разрезам.

Из-за значительной разницы в температуре между ядром фрамовских (более 2 °С) и баренцевоморских (менее -1 °С) вод, наиболее сильные изменения теплосодержания этих вод ожидалось зарегистрировать в зоне их предполагаемого взаимодействия вдоль восточного склона желоба. Рассчитанное по данным STD-зондирования изменение теплосодержания фрамовской ветви по разрезам в желобе показывает, что, вопреки ожиданиям, эта водная масса охлаждается вдоль западного склона желоба, а не вдоль восточного (Рис. 3а). Теплосодержание баренцевоморской водной массы повышается, но не в пределах желоба, а южнее него у Новой Земли (Рис. 3б), причем это повышение сопровождается понижением теплосодержания «хвоста» фрамовской ветви, затекающего в Баренцево море (Рис. 3в).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что для баренцевоморской воды в отношении теплообмена район у Новой Земли более значим, чем желоб Святой Анны. Теплосодержание теплой фрамовской ветви почти не меняется на всем протяжении желоба, за исключением северо-западной части желоба, где, по-видимому, сильно влияние основного фрамовского течения, не затекающего в желоб.

ПРИЛИВЫ В КАРСКОМ МОРЕ НА ОСНОВЕ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ПРИЛИВНЫХ МОДЕЛЕЙ

TIDES IN THE KARA SEA BASED ON GLOBAL AND REGIONAL TIDAL MODELS

Корженовская Арина Ильинична¹, Медведев Игорь Павлович², Степанова Наталья Борисовна^{2,3}

Korzhenovskaia Arina Ilinichna^{1,2}, Medvedev Igor Pavlovich², Stepanova Natalia Borisovna^{2,3}

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

² *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

³ *Московский физико-технический институт*

¹ *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

² *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow*

³ *Moscow Institute of Physics and Technology*

Введение

Глобальные и региональные приливные модели – доступный и удобный способ получения общей информации о приливах в районах акватории морей и океанов, где отсутствуют данные наблюдений. К сожалению, не во всех частях Мирового океана численные модели достоверно воспроизводят особенности приливной динамики вод. В 2004 году уже проводилось сравнение численных моделей [1], но оно, во-первых, охватывало весь Северно-Ледовитый океан, и во-вторых, для существовавших в тот момент версий моделей. Основной целью данной работы является оценка качества глобальных и региональных приливных моделей для Карского моря, которое в последние годы стало важным объектом исследований широкого круга специалистов в различных областях наук о Земле.

Для достижения поставленной цели были сформулированы следующие задачи:

- Сравнить карты амплитуд и фаз основной полусуточной приливной гармонике M₂, рассчитанные с помощью различных моделей.
- Рассчитать максимальные скорости приливных течений и максимальные размахи приливных колебаний уровня в Карском море на основе 3 моделей.
- Детальный анализ приливных течений и колебаний уровня в районе Карских ворот.

Данные и методы

В данной работе сравнивались результаты моделирования, полученные по четырем приливным моделям, три из которых региональные (Ковалика и Прошутинского, далее КР94; АОТИМ5 и Arc5km2018) и одна глобальная (ТРХО9). Валидация моделей проводилась с помощью данных наблюдений уровенных постов Карского моря, взятых с сайта ЕСИМО.

АОТИМ5 – это региональная приливная модель для Северного ледовитого океана, созданная в полярной стереографической проекции, имеет в себе региональную батиметрию ИВСаО (версия 3), воспроизводит 8 приливных гармоник. Условия на открытых границах взяты из глобальной модели приливов ТРХО6.2.

Arc5km 2018 – это модифицированный вариант модели АОТИМ5, в которой выполнены ассимиляция более длинных рядов спутниковой альтиметрии (на 14 лет больше), и

воспроизводящий уже 12 приливных гармоник – добавились мелководные гармоники, а также условия на границе взяты из новейшей глобальной модели приливов TPXO9.

TPXO9 – это глобальная приливная модель для всего Мирового Океана, созданная в географической проекции и имеющая в себе глобальную батиметрию GEBCO. Воспроизводит 15 приливных гармоник.

КР94 – это уже ставшая классической модель приливов в Арктике Ковалика и Прошутинского [2]. Ее особенность заключается в том, что только в ней учитывается влияние припайного льда по всему периметру бассейна. Модель является региональной, в стереографической полярной системе координат.

В Таблице 1 представлена краткая характеристика данных с портала ЕСИМО: названия и координаты 8 станций, а также продолжительность рядов наблюдений. Результаты гармонического анализа приливов по представленным станциям сравнивались с результатами численного моделирования.

Табл.1 Характеристика станций, использованных для анализа колебаний уровня Карского моря

№	Станция	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Наблюдения, гг.	Длина ряда, гг.	Море
1	Пролив Югорский Шар	69.80	60.80	1977–1989	13	Карское
2	Острова Краснофлотские	78.60	98.70	1977–1987	11	
3	Амдерма	69.75	61.70	1977–1992	16	
4	Мыс Харасовэй	71.10	66.75	1979–1986	8	
5	Остров Правды	76.27	94.77	1962–1994	33	
6	Мыс Челюскина	77.72	104.30	1977–1996	20	
7	Бухта Солнечная	78.20	103.27	1977–1991	15	
8	Остров Диксона (море)	73.50	80.30	1977–1994	18	

Результаты

На основе модельных данных были построены карты максимальных размахов приливного уровня за 2021 год для Карского моря (Рис.1), карты максимальных скоростей приливных течений за 2021 год, а также карты амплитуд и фаз главной полусуточной гармоники M2.

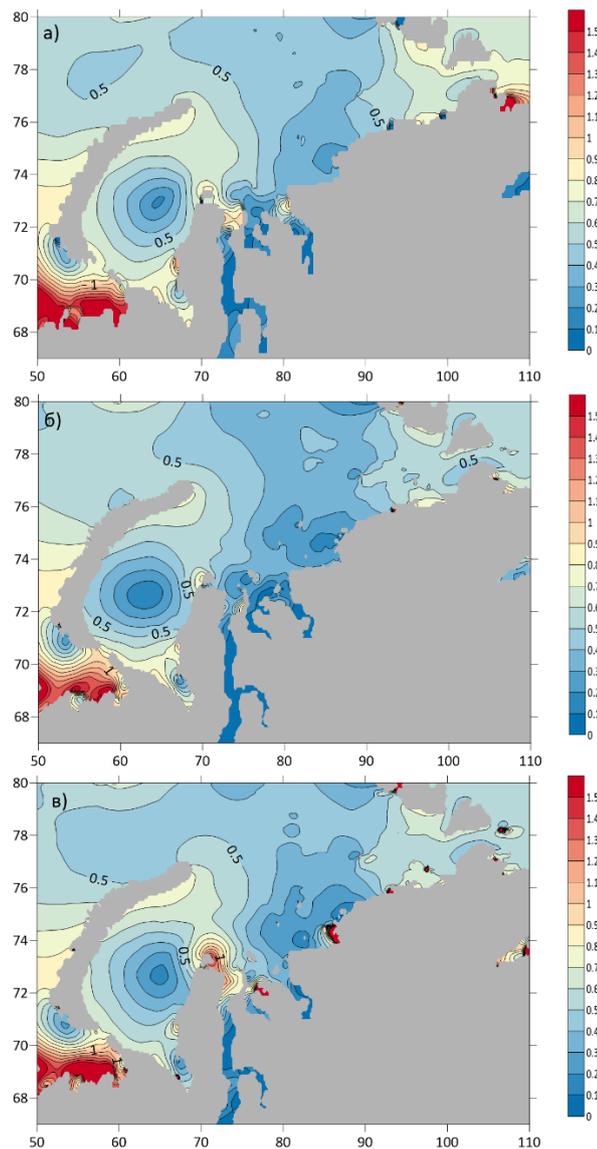


Рис. 1 Максимальные размахи прилива в Карском море, рассчитанные на 2021 год в метрах, а) TRXO9, б) AOTIM5, в) Arckm2018.

В целом, полученные из этих построений данные согласуются между собой, но, к сожалению, в мелководных частях бассейна, возможно, накапливается ошибка. Нами были выбраны 6 полигонов в Карском море, в наиболее ярких для сравнения местах, и оценены значения амплитуд и фаз в них. Получилось, что четкой тенденции не прослеживается, и разные модели завышают или занижают значения в разных местах. К примеру TRXO9 показывает в Енисейском заливе размах прилива до 90см, в то время как AOTIM5 и Arckm2018 дают 30 и 50 см соответственно. Arckm2018 в Байдарацкой губе показывает размах до 2.8 м, что более чем в два раза превышает значения других моделей. А также, у некоторых моделей обнаружались выбросы в виде огромных скоростей течений (более 2 м/с).

Помимо этого, было проведено сравнение рассчитанных амплитуд гармонике M2 по данным береговых уровенных постов и по 4 моделям (Табл.2). Как видно из таблицы, результаты довольно неоднозначны, у всех моделей есть разногласия с расчетами по данным уровенных постов, и в каждом пункте доля ошибки изменяется. Это может быть связано с тем, что три модели прогнозируют только для без ледовой части года, одна модель, только для ледовой части года, а расчеты по данным измерений были сделаны на весь год, то есть без учета сезонности.

Табл.2 Сравнение амплитуд главной полусуточной гармонике M2 между 4 моделями и расчетами по натурным измерениям.

Станции	Наблюдения, см	КР94, см	ТРХО9, см	АОТИМ5, см	Arc5km2018, см
Пролив Югорский Шар	16.39	22.9	16.9	20.0	19.1
Острова Краснофлотские	16.21	11.8	18.3	15.8	17.3
Амдерма	17.4	22.9	18.3	19.7	19.1
Мыс Харасовэй	5.01	16.9	15.5	14.7	17.1
Остров Правды	17.3	10.8	16.4	14.1	17.9
Мыс Челюскина	11.85	11.1	13.3	11.7	12.2
Бухта Солнечная	17.41	15.5	17.3	15.6	16.1
Остров Диксона (море)	8.2	7.7	7.3	9.1	7.9

Выводы

В целом, среди трех рассматриваемых моделей, АОТИМ5 занижает значения, Arc5km2018 завышает, а ТРХО9 является чем-то средним. При этом Arc5km2018 и ТРХО9 имеют ряд выбросов, которые нельзя проверить, так как натурные данные для этих областей моря отсутствуют. В АОТИМ5, в свою очередь выбросов не наблюдается, но и значения уровня и течений в мелководной части и в узкостях, занижены. По результатам сравнения четырех моделей можно сделать вывод, что новейшая версия региональной модели приливов в Арктике (Arc5km2018) не является лучшей и видимо требует некоторой доработки, во всяком случае для Карского моря.

Заключение

В дальнейшем планируется более точно (с учетом сезонного хода) сравнить амплитуды и фазы главной полусуточной гармонике M2 полученные из натуральных наблюдений на гидрологических постах в Карском море со значениями 4х моделей. Так же, текущие исследование в будущем будет расширено: модельные значения уровней и течений будут сравнены с имеющимися натурными данными по всей Российской Арктике и понять в каких районах мы можем доверять моделированию, а в каких – нет.

Исследование выполнено в рамках комплексной научно-образовательной экспедиции на НИС «Академик Иоффе» (58-й рейс), в рамках программы "Плавучий университет", организованной совместными усилиями Института океанологии РАН и Московского физико-технического института при поддержке Министерства науки и высшего образования.

Список литературы

1. Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean //Geophysical Research Letters. – 2004. – Т. 31. – №. 2.
2. Kowalik Z., Proshutinsky A. Y. The Arctic ocean tides //The Polar Oceans and their role in shaping the global environment. – 1994. – Т. 85. – С. 137-158.

УДК 551.46

ВОЗМОЖНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОГО СОЗДАНИЯ МАСКИ ЛЬДА НА СПУТНИКОВЫХ СНИМКАХ SENTINEL-1

THE POSSIBILITY OF APPLICATION OF MACHINE LEARNING METHODS FOR AUTOMATIC CREATION OF ICE MASK ON SATELLITE IMAGES SENTINEL-1

Захаржевский Марк Валерьевич¹, Козлов Игорь Евгеньевич³, Криницкий Михаил Алексеевич^{1,2}, Осадчиев Александр Александрович^{1,2}, Степанова Наталья Борисовна^{1,2}

¹ *Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), Москва*

² *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

³ *Морской гидрофизический институт, Севастополь*

Zakharzhevsky Mark¹, Kozlov Igor³, Krinitsky Mikhail^{1,2}, Osadchiev Aleksandr^{1,2}, Stepanova^{1,2}

¹ *Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow*

² *Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow*

³ *Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol*

Введение

Sentinel-1A и Sentinel-1B – европейские радиолокационные спутники, запущенные в рамках программы Copernicus Европейского космического агентства. Спутники практически идентичны (находятся на одной орбитальной плоскости, используют съемочную аппаратуру C-band SAR с длиной волны около 6 см, имеют пространственное разрешение от 5 м) и находятся на околополярных орбитах, цикл 12 суток, за которые совершается 175 орбитальных оборотов, что позволяет использовать их для изучения и мониторинга морского льда, а также вихрей, включая субмезомасштабные, внутренних волн и других процессов. Также спутниковые изображения могут быть получены в периоды, когда невозможны экспедиционные работы или другие наблюдения in situ. В связи с чем встает вопрос создания различных масок для уровня L1 спутниковых изображений для облегчения дальнейшего анализа. В данной работе рассмотрена возможность автоматического создания масок льда с использованием машинного обучения без учителя.

Данные и методы

Для создания маски льда использовались спутниковые снимки Sentinel-1 поляризации HV, так как части изображения, соответствующие водным массам, имеют большую однородность. Снимки распространяются бесплатно и открыто для любой публики, из архива доступны глобальные и региональные снимки различных дат. В рамках программы запланированы запуски спутников Sentinel-1D и Sentinel-1C.

Табл.1 Характеристики съемки спутников Sentinel-1.

Орбита	98.6 минут орбитальный период, 693 км, околополярная, синхронизированная с солнцем
Цикл	12 суток, 175 оборотов в цикл
Длина волны, частота	5.6 см 5.4 гГц
Пространственное разрешение	В режиме съемки Strip Map Mode – 5 x 5 м ² .
Поляризация	Двойная(НН/НУ) или одинарная.
Ширина полосы съемки	80 км

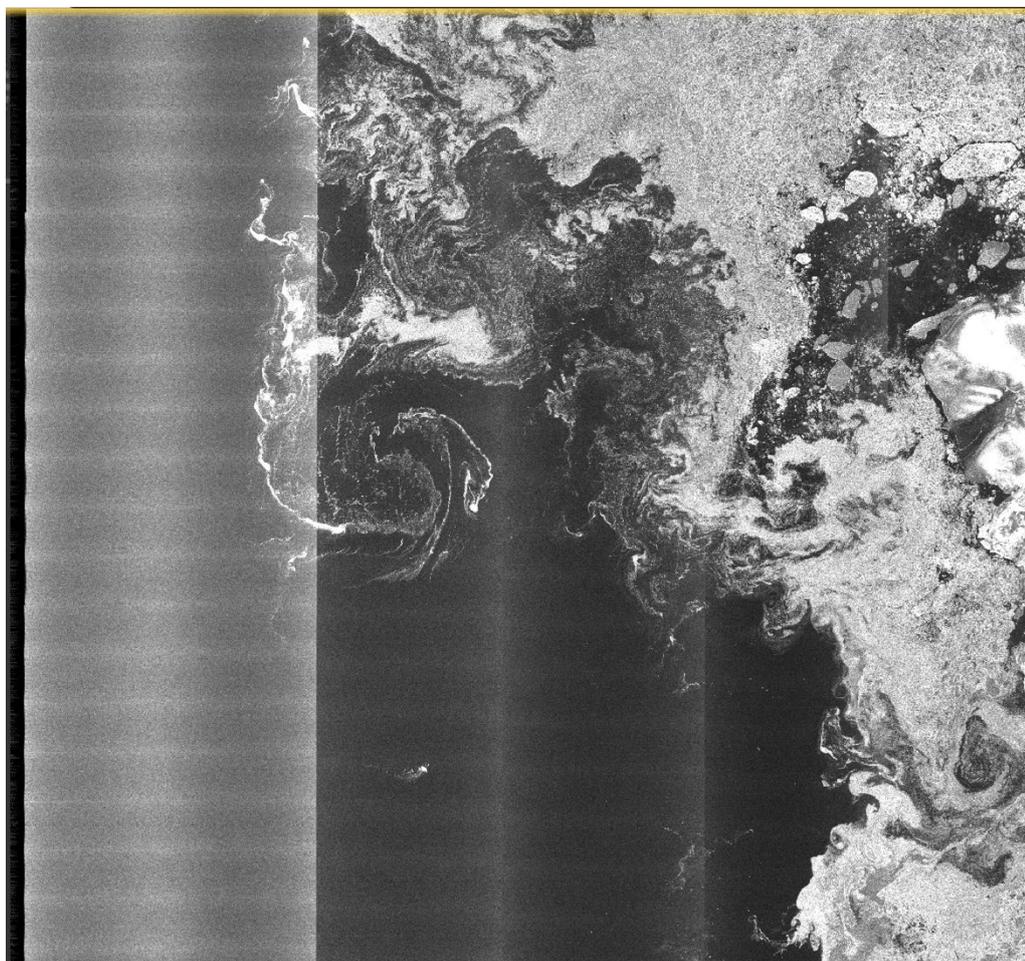


Рис 1. Визуализация данных уровня L1 спутника Sentinel-1A с помощью бесплатного программного обеспечения SNAP.

Данные для обработки были получены в формате NetCDF4. Для анализа и обработки использовались бесплатные библиотеки Python (netCDF4, numpy, scikit-learn, scipy).

Для дестрайпинга в данной работе использовался метод сглаживания средним по вертикали (вычитание из каждого элемента изображения среднего по вертикали).

Целевым признаком было принято получение бинарной классификации каждого элемента изображения на категории лед/вода. Признаковым описанием изображения было принято единственное значение интенсивности канала HV для каждого элемента изображения, кластеризация была выполнена по каждому элементу изображения. Моделью машинного обучения была принята модель k-means из-за сравнительно небольших вычислительных затрат и бимодального распределения данных с относительно большой разностью значений интенсивности между элементами изображения, соответствующими льду, и элементами, соответствующими воде. Элементы, соответствующие суше, не были включены в обучающую выборку и выборку, на которой были получены предварительные результаты модели.

Результаты

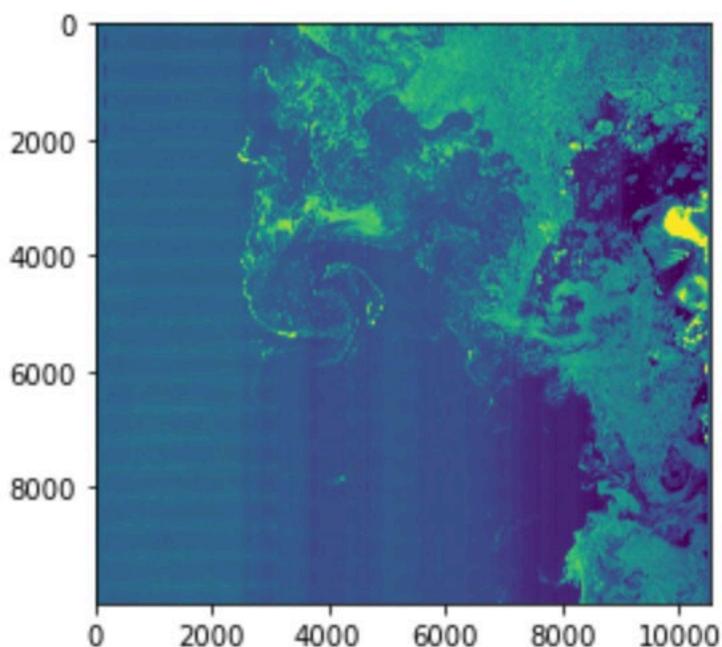


Рис 2. Визуализация сглаженных данных.

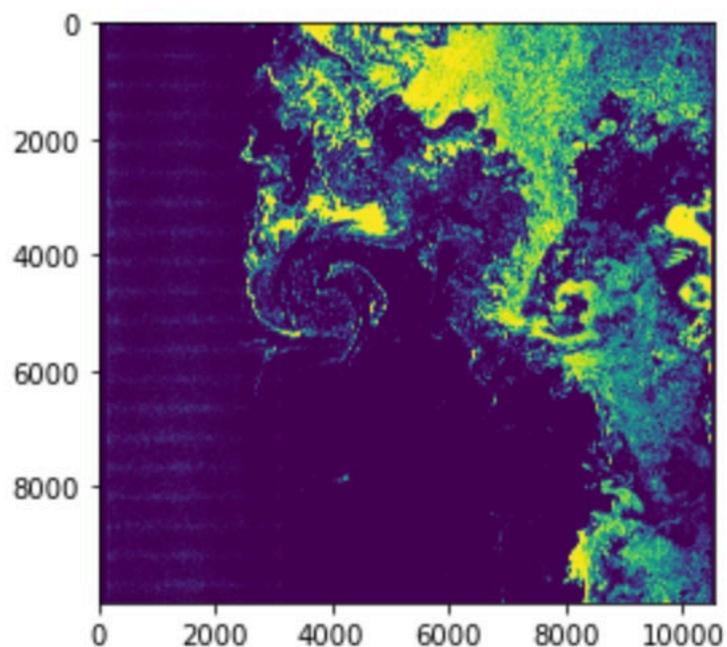


Рис 3. Визуализация полученной кластеризации.

По полученным визуализациям результата применения модели можно судить о ее пригодности для автоматического создания масок льда для снимков, прошедших дестрайпинг, и идентификации массивов льда размеров от $5 \times 5 \text{ м}^2$. Получаемая маска представляет собой матрицу размера, идентичного размерам изначального снимка, содержащую в себе численное значение 0 или 1 – был ли элемент изображения классифицирован как «лед» или как «вода». Приблизительное время применение модели на компьютере с частотой CPU 1.7 гГц составляло менее 5 минут.

Заключение

В результате данной работы была установлена допустимая эффективность использования подходов и методов машинного обучения для получения маски льда. Было проведено исследование распределения данных спутниковых изображений.

В ходе дальнейшей работы над проектом планируется разработать готовое программное обеспечение для автоматической обработки снимков и создания масок льда и суши – включение в признаковое описание снимка канала НН для увеличения точности, моделирование распределения шума на спутниковом изображении и использование его для сглаживания, использование географических координат и данных интенсивности НН и НV для разделения элементов изображения, относящихся к суши и льду.

Благодарность

Работа выполнена в рамках программы «Плавающие университеты» при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации и Фонда целевого капитала МФТИ.

УДК 551.46.065

МОРСКОЕ ВОЛНЕНИЕ: ОЦЕНКА НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ НАБЛЮДАТЕЛЯ

SEA WAVES: OBSERVER UNCERTAINTY ESTIMATION

Шишкова Полина Олеговна¹, Гавриков Александр Владимирович², Криницкий Михаил Алексеевич², Степанова Наталья Борисовна^{2,3}, Осадчиев Александр Александрович²

¹ Санкт-Петербургский Государственный Университет

² Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва

³ Московский Физико-Технический Институт (национальный исследовательский университет), Москва

Shishkova Polina¹, Gavrikov Alexander², Krinitskiy Mikhail², Stepanova Natalya^{2,3}, Osadchiev Alexander²

¹ Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Saint-Petersburg State University", Saint-Petersburg

² Federal State Budgetary Institution of Science Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow

³ Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "Moscow Institute of Physics and Technology", Moscow

Введение

Визуальные попутные судовые наблюдения (Voluntary Observing Ships, далее везде VOS) волнения на сегодняшний день являются самыми продолжительными по времени (1888 г.– настоящее время), охватывают весь Мировой океан и обеспечивают независимые оценки высот, периодов и направлений распространения ветровых волн и зыби. Поэтому они регулярно служат основой для построения климатических оценок. Визуальные наблюдения проводятся одним человеком (дежурным штурманом) и являются в значительной степени субъективной величиной: их точность зависит от опыта наблюдателя, времени суток, погодных условий и прочих факторов. В то же время до сих пор не было проведено исследований по оценке неопределенности наблюдателя, что ставит под вопрос достоверность подобных климатических оценок.

В настоящей работе приводятся результаты оценки неопределенности наблюдателя, а также сравнение показаний наблюдателя с контактными измерениями характеристик морской поверхности. В качестве наблюдателя в исследовании выступают измерения штурмана и наблюдения группы экспертов. Основываясь на результатах сравнения, можно сделать вывод о степени неоднородности двухсотлетних эталонных наблюдений, а также о согласованности этих наблюдений с контактными измерениями.

Данные и методы

Все контактные измерения и визуальные наблюдения проводились в акватории Карского моря и восточной части Северной Атлантики (рис. 1) в рамках рейса 58-ой экспедиции НИС «Академик Иоффе» по программе Плавающий Университет ИО РАН и МФТИ. В течение 27 дней 4 раза в сутки (9:00, 12:00, 15:00 и 18:00 по судовому времени) группа предварительно обученных экспертов-наблюдателей из числа членов экспедиции независимо друг от друга

фиксируют высоту, длину и период ветровых волн и зыби (здесь и далее – массовые коллективные наблюдения). В среднем число наблюдателей равнялось 12, максимальное число – 21, минимальное число – 4.

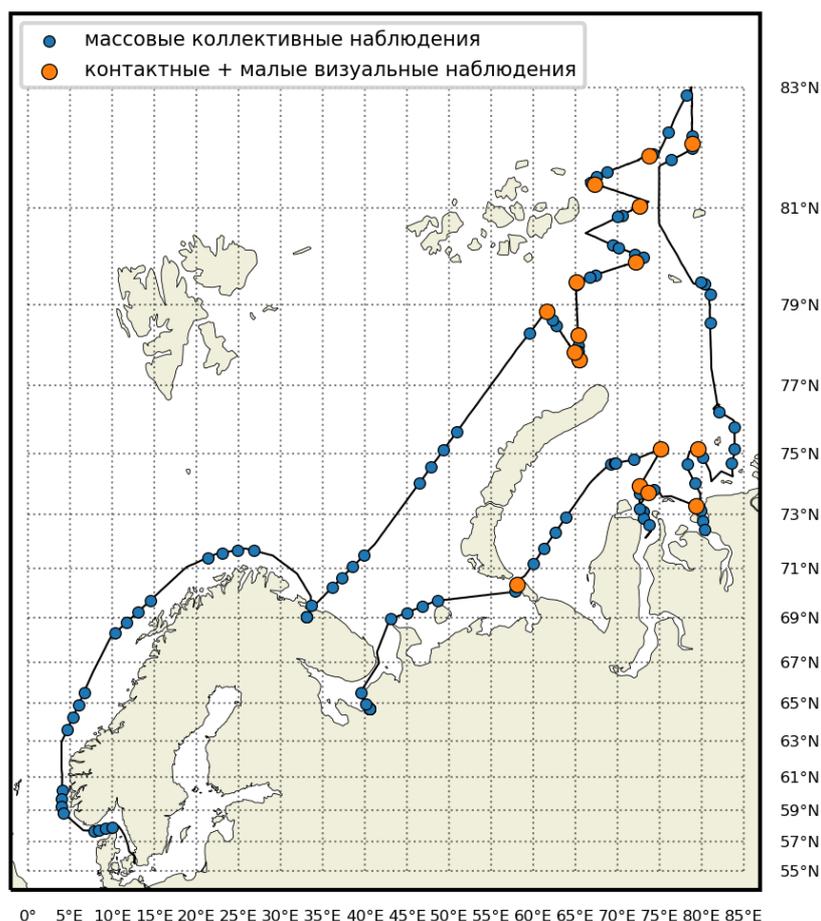


Рисунок 1. Карта-схема станций, на которых выполнялись массовые коллективные визуальные наблюдения (синий); совместные малые наблюдения и контактные измерения (оранжевый)

Также было проведено 16 контактных измерений с помощью волноизмерительного плавающего буйа Spoondrift Spotter. После каждого измерения были получены данные о вертикальном смещении буйа в метрах, на основе которых рассчитывались спектральные плотности и основные статистики морского волнения: значимая высота волны, периоды и направления спектральных пиков. Контактные измерения проводились следующим образом: судно ложилось в дрейф, волноизмерительный буй вместе с системой грузов и плавучестей опускался на воду; началом измерений считался момент, когда буй выходил на невозмущенную судном воду, после чего около часа проводились измерения и прибор поднимался на палубу. Одновременно с контактными измерениями группа независимых наблюдателей в составе 6 человек визуально оценивала период, длину и высоту волн (здесь и далее – малые коллективные наблюдения). Для сравнения были выбраны высоты и периоды, как наиболее просто определяемые визуально характеристики.

Параллельно с каждым измерением записывались показания штурмана, который определял волнение по шкале Бофорта. Для обеспечения сравнения эти результаты пересчитывались в высоту волны как максимальная для каждого балла значимая высота волны. Таким образом для дальнейшего сравнения использовались данные из трех

источников: коллективные наблюдения (массовые и малые), контактные измерения и наблюдения штурмана.

Результаты

Малые коллективные наблюдения сопровождались контактными измерениями. Ниже показан результат их сравнения для высоты и периода основной моды волнения. Полученные от шести наблюдателей данные о высотах и периодах волн были усреднены, после чего рассчитан коэффициент корреляции, в качестве функции ошибки использовалась RMSE. Статистическая значимость различий была оценена с помощью критерия t-test для зависимых выборок, был выбран 95% уровень значимости. На рис. 2(а,б) приведены диаграммы рассеяния для высот и периодов волн. Видно, что средний наблюдатель достаточно точно определяет высоту волн, ошибаясь в среднем всего на 23 см. Показания сильно коррелированы с контактными измерениями ($R=0.94$), однако высоты статистически значимо занижены ($p_value=0.048$). Гораздо менее точно наблюдателем оценивается период волн, в большинстве случаев оценка оказывается занижена (рис. 2б) на 0.5 сек, разница статистически значима, наблюдения хуже согласованы с контактными измерениями ($R=0.55$).

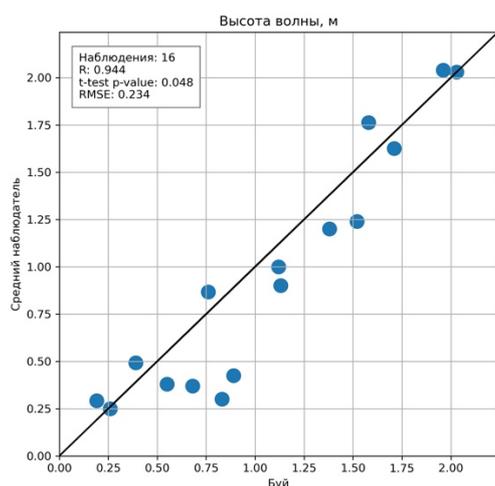


Рисунок 2а. Сравнение контактных измерений и среднего наблюдателя для высот волн

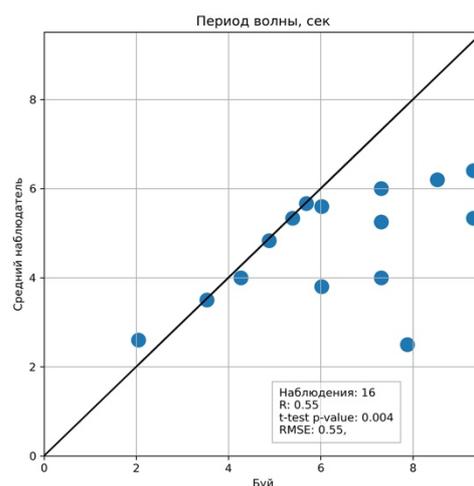


Рисунок 2б. Сравнение показаний волномерного буя и среднего наблюдателя для периода волн

В массовых коллективных наблюдениях участвовало в среднем 12 экспертов. Поскольку не было возможности провести одновременные контактные измерения, то разброс значений оценивался относительно среднего за каждый срок. На основе 124 коллективных наблюдений за состоянием морской поверхности была построена функция зависимости среднего относительного стандартного отклонения от средней высоты волны (высота волны для каждого срока наблюдения усреднялась по всем наблюдателям). В качестве аппроксимации зависимости была выбрана линейная функция как наиболее точная (рис. 3), а в качестве функции ошибки используется RMSE.

Оценка распределения среднего относительного (нормированного на среднюю для наблюдения высоту волны) стандартного отклонения ввиду малого размера выборки была построена с помощью метода bootstrap (количество повторов – 1000). На основе построенной оценки (рис. 4) можно сделать вывод о том, что при малых высотах волн (до 0.5 м) среднее

относительное стандартное отклонение максимальное, а при увеличении высоты волны снижается и на высотах более 1м выходит на плато, оставаясь равным 45% от средней высоты.

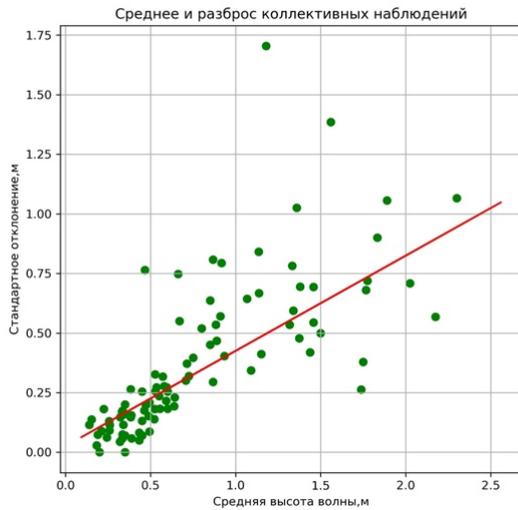


Рисунок 3. Аппроксимация зависимости стандартного отклонения от средней высоты волны по результатам наблюдений

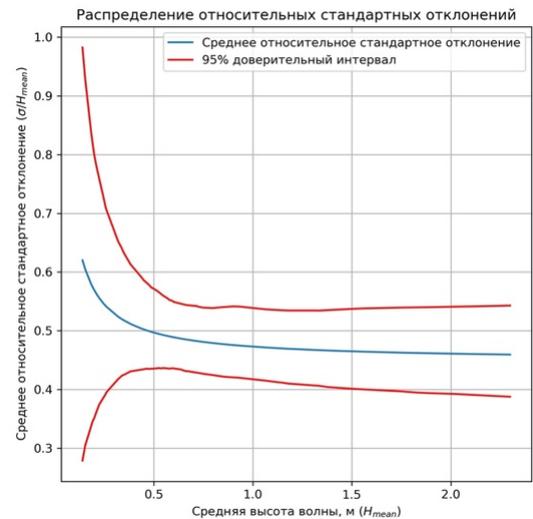


Рисунок 4. Распределение относительного стандартного отклонения от средней высоты волны

Наконец, сравним результаты показаний штурмана с контактными измерениями. Методология сравнения остается такой же, как в случае малых коллективных наблюдений. На рис. 5(а,б) приведены диаграммы рассеяния для высот и периодов волн. На основе 11 наблюдений можно сделать вывод о том, что штурман статистически незначимо занижает высоты, ошибаясь в среднем на 27 см, штурманские наблюдения остаются достаточно сильно коррелированными с показаниями волноизмерительного буйа ($R=0.872$). Период волны штурманом оценивается значительно хуже, средняя ошибка составляет 3 секунды, показания статистически значимо занижены. Данные результаты можно отнести на счет отсутствия необходимости определения периода в повседневной штурманской деятельности

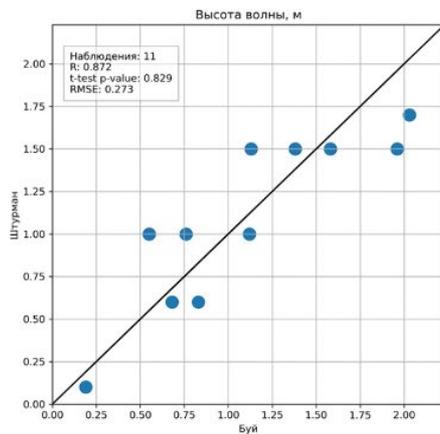


Рисунок 5а Сравнение контактных измерений и штурманских наблюдений для высот волн

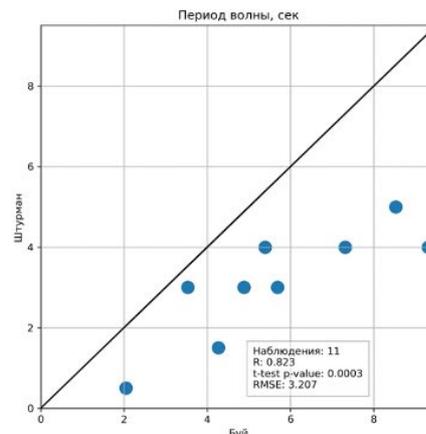


Рисунок 5б Сравнение контактных измерений и штурманских наблюдений для периодов волн

Заключение

На основе проведенных сравнений была оценена неопределенность наблюдателя за состоянием морской поверхности и был сделан ряд выводов. Во-первых, средний наблюдатель и штурман определяют высоты волн значительно точнее, чем периоды. Усредненные визуальные наблюдения за высотами волн отличаются от контактных в среднем на 20-30 см, что является хорошим показателем согласованности. Визуальная оценка периода волны менее согласованы с контактными измерениями, отличие составляет в среднем 0.5 с.

Во-вторых, разброс результатов визуальных наблюдений за высотами волн зависит от средней определяемой высоты волны. В случае низких волн относительное стандартное отклонение максимально и составляет 62% от средней высоты, однако на высотах более 1 м относительное стандартное отклонение выходит на плато, оставаясь равным 45% от средней высоты. Таким образом можно говорить о том, что разброс наблюдений за волнением наиболее высок на малых волнах, а при увеличении волны быстро становится равен примерно половине от высоты волны. Это обстоятельство может быть источником шума в многолетних климатических рядах и требует дальнейшего исследования.

В-третьих, штурманские наблюдения за периодами волн оказываются в большинстве случаев заниженными в среднем на 3.5с, что может быть отнесено на счет отсутствия практической пользы от определения этого показателя для судоходства. Есть основания полагать, что эталонные многолетние ряды наблюдений за периодами волн могут быть существенно искажены, однако данное утверждение требует дополнительной проверки на большем количестве наблюдений.

Следует отметить, что экспедиция проходила в условиях низкого волнения и вопрос экстраполяции полученных результатов на более высокие волны остается открытым. Поэтому требуется дальнейшая работа в регионах с более высокими высотами волн.

Благодарность

Работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ РЕЧНЫХ И МОРСКИХ ВОД В ОБСКОЙ ГУБЕ И ЕНИСЕЙСКОМ ЗАЛИВЕ

INTENSITY OF RIVER AND SEA WATER MIXING IN OB AND YENISEI GULFS

Протопопова Мария Дмитриевна¹, Демешко Дарья Матвеевна¹, Осадчиев Александр Александрович², Степанова Наталья Борисовна^{1,2}

¹ *Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), г. Долгопрудный*

² *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

Protopopova M.D.¹, Demeshko D.M.¹, Osadchiev A.A.², Stepanova N.B.^{1,2}

¹ *Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny, Russia*

² *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Введение

В работе рассматривается перемешивание морских и речных вод в эстуариях Оби и Енисея. Изучение эстуарных процессов важно, так как именно в заливах происходит первичное перемешивание пресных и соленых вод, что в дальнейшем влияет на распространение и структуру речного плюма. Река Обь впадает в длинную (850 км длиной) и узкую (30–80 км шириной) Обскую губу, расположенную в центральной части Карского моря. Река Енисей же впадает в более короткий Енисейский залив (250 км) шириной 35-50 км, расположенный в юго-восточной части Карского моря. У Енисея более сильно выражено половодье – резкий пик расхода в начале лета, а у Оби изменения расхода более плавные и сглаженные (рис.1). Из-за этих факторов в рассматриваемых эстуариях отличаются скорости течений вод. В Обской губе средние скорости течения в полтора раза ниже, чем в Енисейском заливе (0.3 м/с и 0.45 м/с соответственно). Логично предположить, что интенсивность перемешивания речных и морских вод в этих эстуариях также будут существенно отличаться. Для проверки этой гипотезы в работе анализируются данные 16 экспедиций, проводивших измерения в Обской губе и Енисейском заливе.

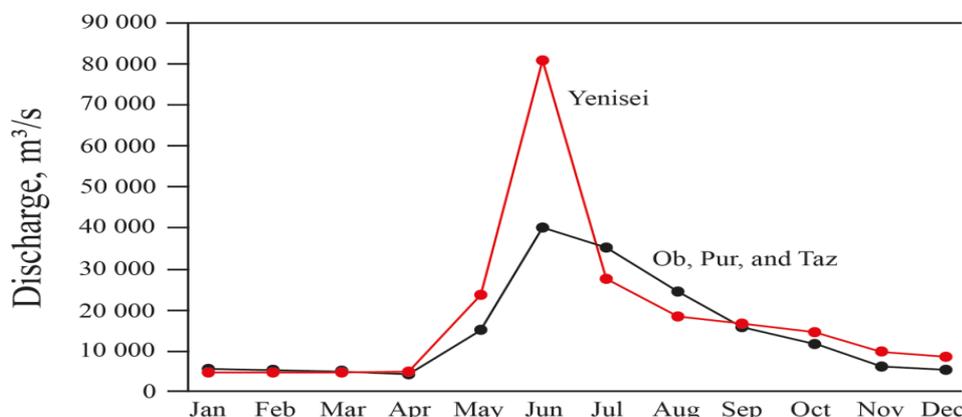


Рис 1. Среднемесячный речной расход в Енисейском заливе (красная линия) и Обской губе (черная линия).

Данные и методы

В работе были использованы измерения вертикальных термохалиинных профилей, полученный в рамках 16 экспедиций на НИС «Академик Иоффе», «Академик Мстислав Келдыш», «Академик Борис Петров», «Академик Сергей Вавилов», «Профессор Штокман». Для Обской губы были взяты данные за следующие периоды: 08.1997, 08.1999, 08.2000, 08.2002, 09.2007, 07.2010, 08.2014, 07.2016, 08.2019, 07.2019, 08.2020, 08.2021. Для Енисейского залива - 08.1997, 08.1999, 08.2000, 09.2001, 08.2003, 08.2011, 08.2014, 07.2016, 08.2020, 08.2021. Интенсивность перемешивания оценивалась двумя способами: с помощью метода Кнудсена и посредством нахождения локального содержания пресной воды в водном столбе.

Метод Кнудсена оценки интенсивности перемешивания описан в (Knudsen, 1900; Burchard et al., 2018). Параметр Кнудсена между двумя станциями рассчитывается по формуле $\frac{z-s}{z'-s'} \frac{z'}{s'}$, где s, z – солёность воды в речном поверхностном и придонном слоях соответственно, а s', z' – солёность воды в морском поверхностном и придонном слоях соответственно.

Второй метод оценки интенсивности перемешивания заключается в расчете изменения локального содержания пресной воды в водном столбе (Osadchiev et al., 2021). Локальное содержание пресной воды в вертикальном столбе жидкости вычислялось по формуле $L(x) = \int_0^{b(x)} \frac{S_0 - S}{S_0} dz$, где x и z – горизонтальная и вертикальная координаты соответственно, $b(x)$ – нижняя граница рассматриваемой водной массы, $S_0 = 32$ – базовая морская солёность.

Результаты.

На основе обработки большого массива гидрологических съемок были получены характерные различия между распределениями значений параметра Кнудсена в Обской губе и Енисейском заливе, которые хорошо иллюстрируются на рис. 2-4. На рисунке 2 показаны характерные карты поверхностной солёности Обской губы за август 2021 и сентябрь 2007, с нанесенными на них нормированными коэффициентами интенсивности перемешивания (поделенными на расстояние между разрезами). Коэффициенты были умножены на 10^{-3} для наглядности. Во время этих гидрологических съемок наблюдались условия слабого водообмена между Обской губой и Енисейским заливом, типичные для конца лета – начала осени. Из рисунка можно заметить небольшие значения параметра Кнудсена в эти периоды и отсутствие явно выраженных зон интенсивного перемешивания.

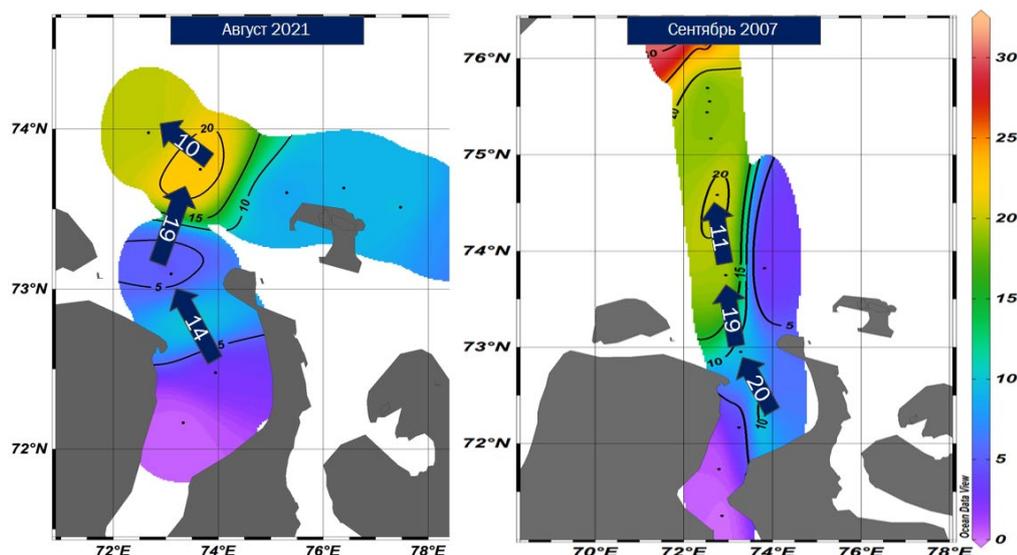


Рис 2. Поверхностные карты солености Обской губы в августе 2021 года (слева) и сентябре 2007 (справа). Стрелками показано направление распространения пресной воды. На стрелках нанесены нормированные коэффициенты интенсивности перемешивания (1/м), умноженные на 10^{-3} .

На рисунке 3 приведены карты поверхностной солености Обской губы в июле 2016 года и августе 2019 в период с интенсивным водообменом между Обской губой и открытым морем, вызванным различными факторами. В июле 2016 года можно наблюдать четко выраженный максимум интенсивности перемешивания в районе 74 градуса широты, т.е. вне Обской губы. Это может быть обосновано влиянием половодья в этом месяце, что и привело к интенсивному выносу пресноводного стока из губы на север в открытое море. В августе 2019 года, напротив, наблюдался очень сильный заток морских вод в губу из-за апвеллингового ветра, поэтому четкие максимумы интенсивности сформировались в пределах эстуария.

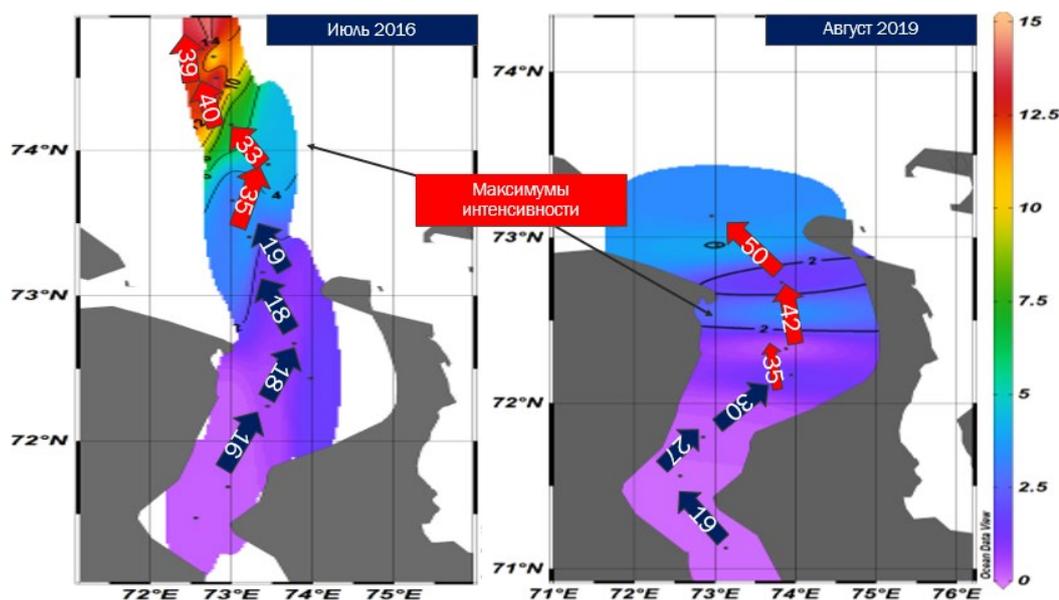


Рис 3. Поверхностные карты солености Обской губы в июле 2016 года (слева) и августе 2019 (справа). Стрелками показано направление распространения пресной воды. На стрелках нанесены нормированные коэффициенты интенсивности перемешивания (1/м), умноженные на 10^{-3} .

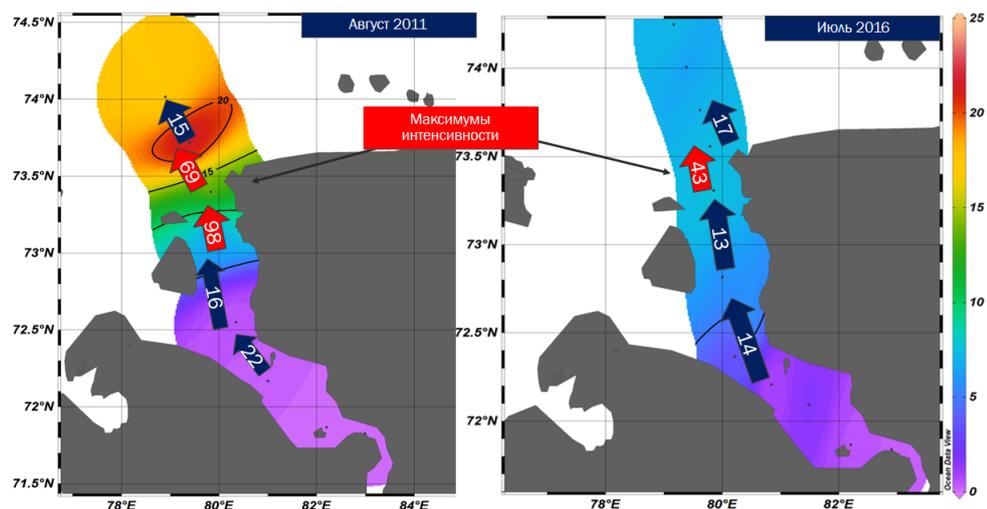


Рис 4. Поверхностные карты солености Енисейского залива в августе 2011 года (слева) и июле 2016 (справа). Стрелками показано направление распространения пресной воды. На стрелках нанесены нормированные коэффициенты интенсивности перемешивания (1/м), умноженные на 10^{-3} .

В Енисейской губе наблюдалась иная картина формирования перемешивания. На рисунке 4 приведены характерные карты поверхностной солености и значений параметра Кнудсена в Енисейском заливе в августе 2011 года (низкий речной сток) и июле 2016 года (половодье). Рассчитанные параметры Кнудсена показывают, что в эстуарии Енисея перемешивание не зависит от внешних условий и определяется морфологией самого русла. По картам поверхностной солености Енисейского залива (рис.4) видно, что пик интенсивности, вне зависимости от периода, в котором производились наблюдения, и внешних условий водообмена находится в месте выхода пресных вод из эстуария в открытое море в районе острова Диксон.

Также, в работе был применен другой метод оценки интенсивности перемешивания, который заключался в расчёте содержания пресной воды по станциям вдоль Обской губы и Енисейского залива. На рисунке 5 приведен график зависимости содержания пресной воды от расстояния до первой станции (находящейся в начале залива) в Енисейском заливе для трех различных лет. По графику видно, что в районе острова Диксон происходит резкое изменение содержания пресной воды, что характеризует увеличение коэффициента перемешивания морского и пресноводного потоков. Аналогичные графики для Обской губы показывают смещение в меридиональном направлении области максимальной интенсивности перемешивания (рис. 6).

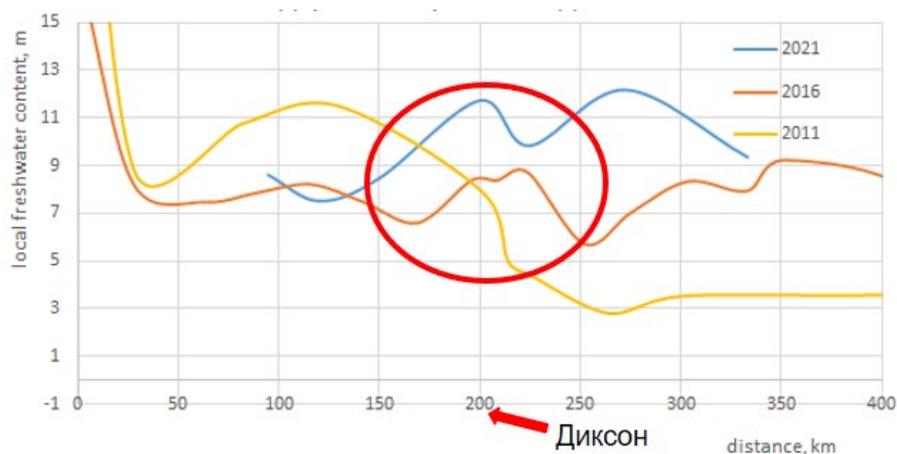


Рис 5. График зависимости содержания пресной воды от расстояния до первой станции (находящейся внутри залива) в Енисейском заливе. Красная линия обозначает измерения, проведенные в 2016 году, желтая и синяя – в 2011 и в 2021, соответственно. Отмеченному расстоянию соответствует расположение острова Диксон.

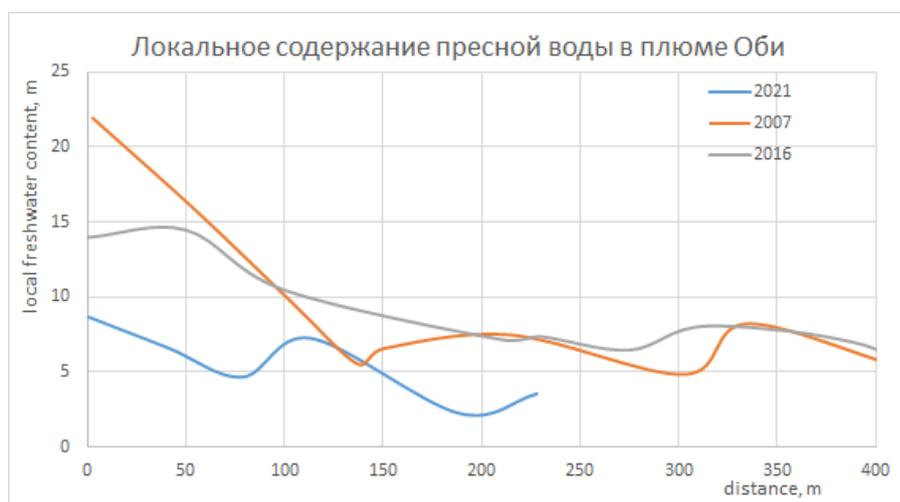


Рис 6. График зависимости содержания пресной воды от расстояния до первой станции (находящейся внутри губы) в Обской губе. Красная линия обозначает измерения, проведенные в 2007 году, синяя и фиолетовая – в 2021 и в 2016 соответственно.

Выводы

В результате обработки натуральных данных с порядка 300 гидрологических станций полученных в 16 экспедициях с 1997 по 2021 годы была исследована интенсивность перемешивания речных и морских вод в Обской губе и Енисейском заливе. С помощью метода Кнудсена и были получены оценки на пространственное распределение интенсивности перемешивания в этих эстуариях. Было показано, что в Обской губе пик интенсивности перемешивания значительно смещается с юга на север в зависимости от внешних условий (интенсивности поступления пресных или морских вод). В Енисейском заливе максимум перемешивания стабильно приурочен к месту вытока опресненного потока из эстуария в открытое море у острова Диксон.

Эти выводы логически обосновываются различием в скоростях течений в Обской губе и Енисейском заливе. В эстуарии Оби медленное течение, в следствие чего наблюдается сильная корреляция между интенсивностью перемешивания и различными внешними воздействиями. В Енисейском заливе течение в полтора раза быстрее, из-за чего перемешивание уже

происходит при изменении морфологических условий, т.е. при впадении опресненных вод в открытое море.

Благодарность

Работа выполнена в рамках программы Плавучие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ.

Список литературы

A. A. Osadchiev, D. I. Frey, S. A. Shchuka, N. D. Tilinina, E. G. Morozov, P. O. Zavialov, Structure of the Freshened Surface Layer in the Kara Sea During Ice-Free Periods // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2021. Vol. 125. e2020JC016486. doi:10.1029/2020JC016486.

Osadchiev A.A., Izhitskiy A.S., Zavialov P.O., Kremenetskiy V.V., Polukhin A.A., Pelevin V.V., Toktamysova Z.M. Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122. P. 5916–5935. doi:10.1002/2016JC012603

УДК

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА В ФЕВРАЛЕ 2021 Г.

STUDY OF THE ICE COVER IN THE EASTERN PART OF THE GULF OF FINLAND IN FEBRUARY 2021

Кравцова Карина Владимировна, Подрезова Надежда Алексеевна

Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург

Kravtsova Karina Vladimirovna, Podrezova Nadezhda Alekseevna

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg

Лед в Финском заливе образуется ежегодно, но сроки его появления и исчезновения, а также степень распространения зависят от суровости зимы. Процесс льдообразования происходит в направлении с востока на запад. Первый лед, как правило, появляется в заливах и бухтах, глубоко вдающихся в берег. В Финском заливе ледовый период начинается в середине ноября. Максимальное развитие ледяного покрова отмечается в конце февраля - марте. Разрушение ледяного покрова в восточной части моря происходит в направлении с запада на восток. В Финском заливе разрушение припая начинается в третьей декаде марта - начале апреля. Межгодовая изменчивость сроков взлома ледяного покрова в Финском заливе достигает 60 - 70 суток. В суровые зимы Финский залив окончательно очищается ото льда во второй половине мая, в умеренные - в начале мая, а в мягкие - в первой или второй декаде апреля [1].

В период с 8.02.2021 по 20.02.2021 в восточной части Финского залива около города Ораниенбаум проводилась Ледовая практика для студентов океанологов 2 курса Российского Гидрометеорологического Университета. В ходе практики было отобрано и исследовано более 20 образцов льда.

Во время прохождения практики студенты-океанологи выполняли следующие измерения: определение толщины и плотности снежного покрова, толщина льда, а так же глубина в исследуемой точке. В среднем высота снежного покрова в исследуемом районе варьировала от 11 до 15 см. Толщина льда составила от 32 до 36 см, что чуть выше среднемноголетних значений [1]. Глубина не превышала 3 м.

Было выполнено около 100 измерений и отобрано более 20 образцов льда. В большинстве случаев, в исследуемых образцах можно выделить 2 слоя (рис.1). Верхний, смерзший снег около 5 см и нижний слой, прозрачный плотный лед, образованный из воды, с включениями пузырьков воздуха, толщиной 25-30 см (рис.2).

Для определения структуры льда некоторые из образцов исследовались с помощью поляризатора. Кристаллы льда неравномерно-зернистые, длиной примерно 2 см. Пузыри воздуха имеют продолговатый вид, размерами до 3 см. Из-за смены условий льдообразования, исследуемые образцы имеют слоистую структуру.



Рис.1 – исследование толщины образца льда



Рис.2 – включения в образце льда

Для получения информации о вертикальном распределении температуры в многослойной среде атмосфера-снег-лед-вода была заморожена термокоса, которая содержала 4 датчика. Причем, датчики были установлены таким образом, что бы 1 датчик находился в снегу, 2 и 3 датчики вмораживались в лед и 4 датчик находился в подледной воде. Схема расположения датчиков представлена на рисунке 3. Значения температуры измерялись 18 и 19 февраля, таким образом было проведено 2 эксперимента.

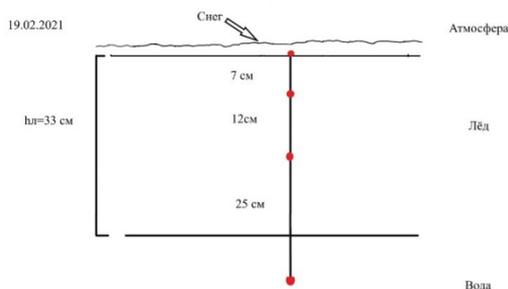


Рис.3 – расположение датчиков

Эксперимент 1. 18 февраля средняя температура атмосферы, во время проведения эксперимента, составляла - 18°C. Облачность – 0 баллов. Ветер – штиль. Местность закрытая, в бухте. Время эксперимента составило 3 часа 10 минут. Полученный профиль температуры представлен на рисунке 4. Можно отметить, что наибольшие изменения температуры фиксируются на 1 датчике, в снегу. Где можно отметить возрастание температуры с - 4 °С до - 1 °С в течение часа. 2 и 3 датчики фиксируют небольшие колебания температуры от 0 °С до 1°C на протяжении всего эксперимента.

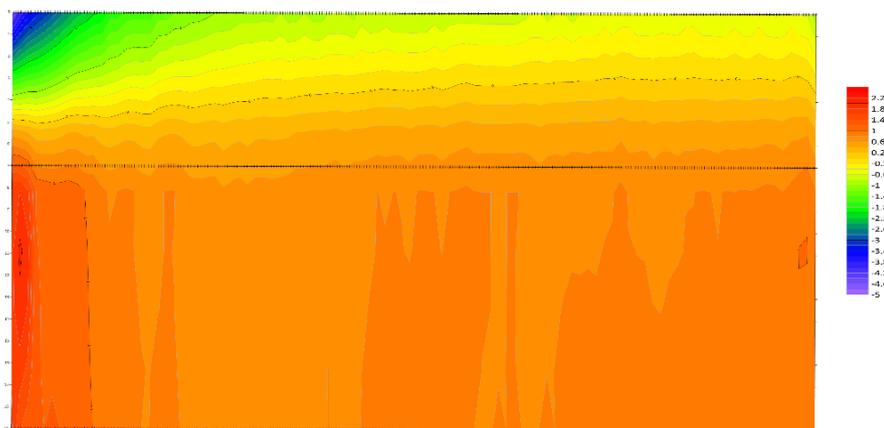


Рис.4 – профиль температуры 18.02.2021

Эксперимент 2. 19 февраля средняя температура атмосферы, во время проведения эксперимента, составляла - 10°C. Облачность – 8-9 баллов. Ветер – 2 м/с. Местность – открытая. Время эксперимента составило 3 часа. Полученный профиль температуры представлен на рисунке 5. Можно отметить, что на протяжении всего эксперимента, наибольшие изменения температуры наблюдаются на 1 датчике, в снегу, которые составляют от - 6 °С до - 3 °С. На 2 и 3 датчиках температура стабилизировалась в течении нескольких минут и фиксирует температуру равную - 0,5 °С.

Можно отметить, что полученные профили температуры в двух экспериментах существенно отличаются только на 1 датчике, который фиксирует температуру в снегу. Что можно объяснить различными условиями эксперимента, а именно тем, что термокося вмораживалась в разных местах залива (в закрытой и открытой частях),

подверженностью различным значениям температуры атмосферы, а так же различной скорости ветра.

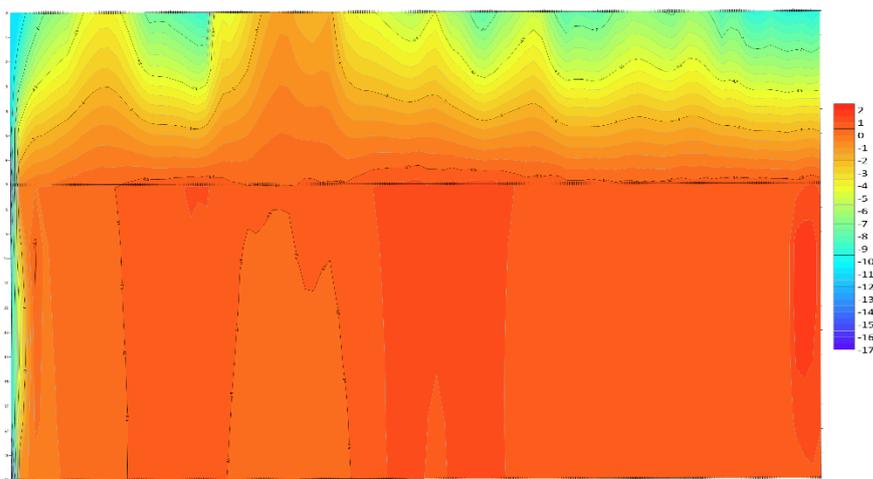


Рис.5 – профиль температуры 19.02.2021

В дальнейшем, с помощью этой информации, планируется решение некоторых термодинамических задач.

Список литературы

http://esimo.oceanography.ru/esp1/index.php?sea_code=1§ion=9 Балтийское море-Ледовые условия

ИССЛЕДОВАНИЕ ВНУТРЕННИХ ВОЛН БОЛЬШОЙ АМПЛИТУДЫ В ПРОЛИВЕ
КАРСКИЕ ВОРОТА В АВГУСТЕ 2021 Г.

STUDY OF HIGH-AMPLITUDE INTERNAL WAVES IN THE KARA GATE STRAIT
IN AUGUST 2021

Копышов Илья Олегович¹, Козлов Игорь Евгеньевич², Жук Владислав Романович², Артамонова Анастасия Викторовна², Сильвестрова Ксения Петровна³, Мехова Ольга Сергеевна⁴, Корженовская Арина Ильинична³, Фрей Дмитрий Ильич³, Джамалова Алина Гайратовна⁴, Гайский Павел Витальевич², Осадчиев Александр Александрович³, Степанова Наталья Борисовна^{1,3}

¹*Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), Москва*

²*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь*

³*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

⁴*Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*

Kopyshov Ilya Olegovich¹, Kozlov Igor Evgenievich², Zhuk Vladislav Romanovich², Artamonova Anastasia Viktorovna², Silvestrova Ksenia Petrovna³, Mekhova Olga Sergeevna⁴, Korzhenovskaya Arina Ilyinichna³, Frey Dmitry Ilyich³, Jamalova Alina Gayratovna⁴, Gaisky Pavel Vitalievich², Osadchiev Alexander Alexandrovich³, Stepanova Natalia Borisovna^{1,3}

¹*Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Moscow*

²*Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol*

³*Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

⁴*Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg*

Введение

Исследование внутренних волн (ВВ) в арктических морях представляет собой важную научную проблему и имеет широкое прикладное значение. Знание районов генерации ВВ и их основных характеристик (амплитуда, длина волны, и т.д.) имеет важное значение, например, для обеспечения безопасности подводной навигации, передачи и распространения акустических сигналов. Кроме того, актуальность исследования ВВ в арктических морях связана с интенсивным освоением минеральных ресурсов арктического шельфа и связанным с ним строительством [Kozlov et al., 2015]. В настоящей работе исследуются характеристики внутренних волн в проливе Карские Ворота, полученные в ходе измерений 12-13 августа 2021 г. в 58-ой экспедиции ПС «Академик Иоффе» в Карское море по программе Плавающий университет МФТИ и ИО РАН.

Данные и методы

Измерения вертикального распределения температуры морской воды по глубине были получены с помощью термопрофилирующей косы (далее, термокосы) TRArctic, разработанной в МГИ РАН и состоящей из непрерывного измерительного (длиной 48 м) и информационного (длиной 100 м) кабелей, общей протяженностью около 150 м. Для

определения глубины расположения термокоста также была оснащена двумя датчиками давления, закрепленными на нижней и верхней границе измерительного кабеля. При работе на больших глубинах (>100 м) термокоста заглублялась таким образом, чтобы максимально полно охватывать слой термоклина и 20-40 м ниже него. Удобство эксплуатации термокосты заключается в том, что информация о вертикальном профиле температуры передается по информационному кабелю на экран ПК в режиме реального времени, что позволяет как оценивать высоту колебаний термоклина при прохождении внутренних волн, так и корректировать глубину зондирования.

Помимо термокосты ТРАrctic на станциях также проводились измерения двумя другими термокостами, состоящими из дискретных цифровых датчиков температуры, а также учащенные STD-зондирования. На отдельных станциях в проливе для определения направления и фазовой скорости распространения внутренних волн проводились измерения одновременно тремя термокостами, разнесёнными в пространстве вдоль борта судна.

Результаты

Все измерения на станциях в проливе Карские Ворота проводились в период сизигийного прилива, наблюдавшегося 12-13 августа 2021 г. (Рис.1). Рост колебаний начался с 5 августа, а максимальная высоты прилива наблюдалась 11-13 августа 2021 г.

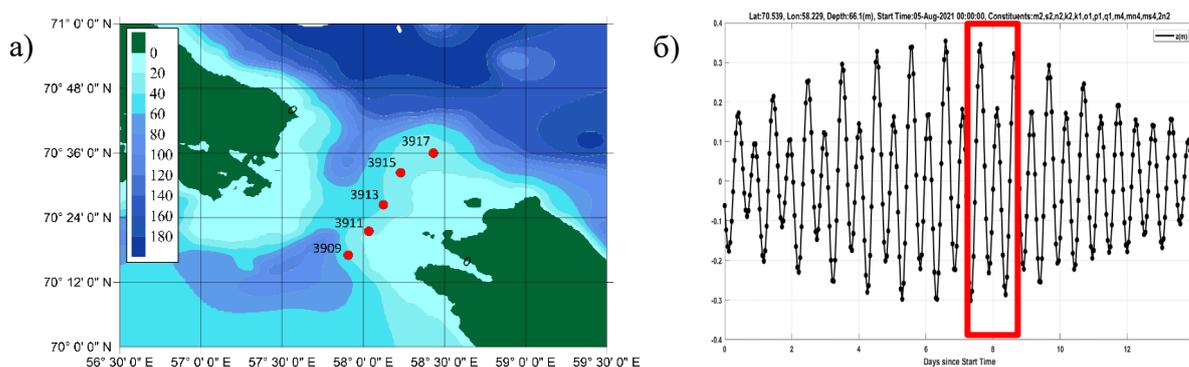


Рисунок 1. а) Карта расположения станций в проливе Карские Ворота, б) высота приливных колебаний в центре пролива, рассчитанная по модели Arc5km2018 за 5-19 августа 2021 г.

На рис. 2 (а) показаны вертикальные профили температуры и солёности по данным STD-зондирований на станции 3911 за 12 августа 2021 г. с 10:59 по 12:56 UTC. Согласно измерениям, слой пикноклина был расположен на глубинах 11–27 м. На рис. 2 (б) дана временная развертка записи термокосты ТРАrctic на этой же станции, где можно наблюдать достаточно выраженные колебания изотерм высотой 5-20 м и периодом 5-30 мин.

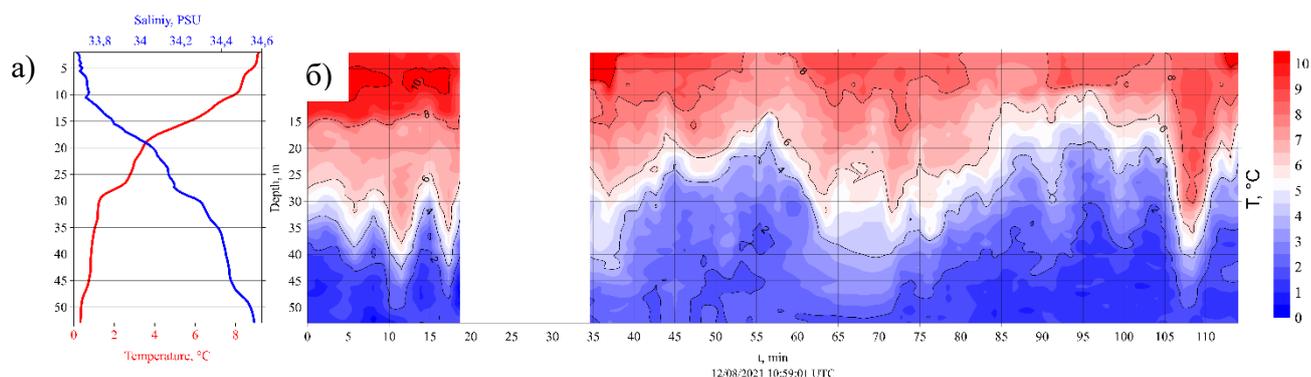


Рисунок 2. а) Вертикальные профили температуры и солёности по данным STD-зондирований на станции 3911, б) временная изменчивость вертикального распределения температуры морской воды на станции 3911 по данным термокосы ТРАrctic.

Измерения на станции 3913 были начаты в 16:18 UTC и продолжались 82 минуты (рис. 3). Слой скачка наблюдался на глубинах 30-35 м (рис. 3, а). При этом выраженные колебания термоклина наблюдались на глубине около 25 ± 5 м. На рис. 3 (б) видно, что наблюдаемые колебания изотерм были менее интенсивными по сравнению с измерениями на станции 3911 и не превышали 8 м. В дополнение к измерениям термокосой примерно с 45-ой минуты начались учащённые STD-профилирование зондом AML. Результаты измерений профилей относительной плотности показаны на рис. 3 (б) зелеными кривыми. Из этого рисунка отчетливо видно, что колебания плотности и температуры хорошо согласуются между собой, но при этом наблюдается небольшой временной сдвиг изопикнических колебаний относительно изотерм, обусловленный разницей в положении двух датчиков в пространстве.

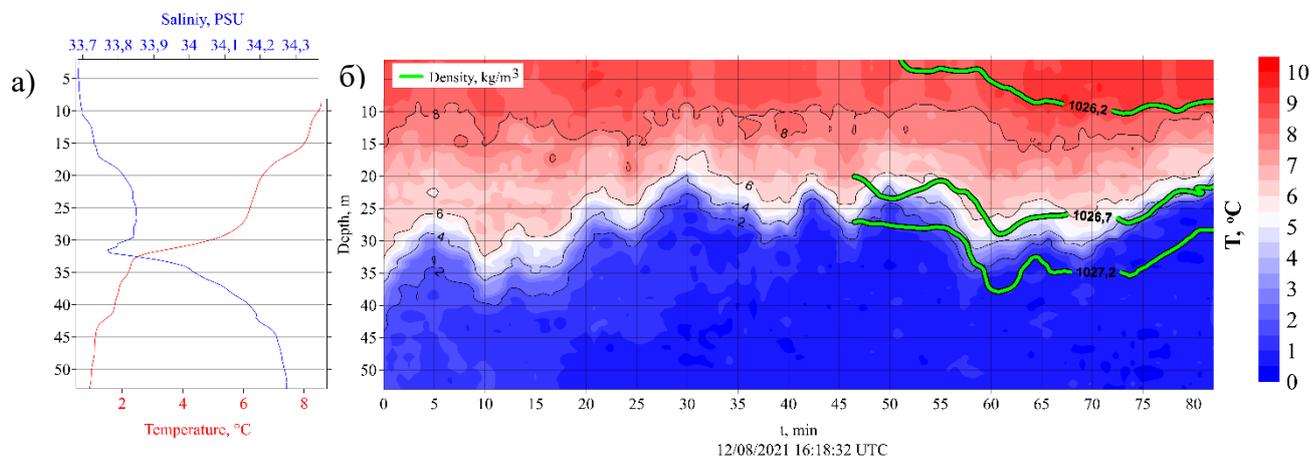


Рисунок 3. а) Вертикальные профили температуры и солёности по данным STD-зондирований на станции 3911, б) временная изменчивость вертикального распределения температуры морской воды на станции 3913 по данным термокосы ТРАrctic.

Для станций 3915 и 3917 были получены результаты прогноза скорости приливных течений по модели Arc5km2018 (рис. 4). Обратим внимание на то, что работы на станции 3915 проходили сразу после достижения максимума скорости приливных течений до 23 см/с. Очевидно, что взаимодействие интенсивных приливных течений с неоднородной топографией в проливе и объясняет генерацию и распространение внутренних волн большой амплитуды, зарегистрированных на станции 3915.

а)

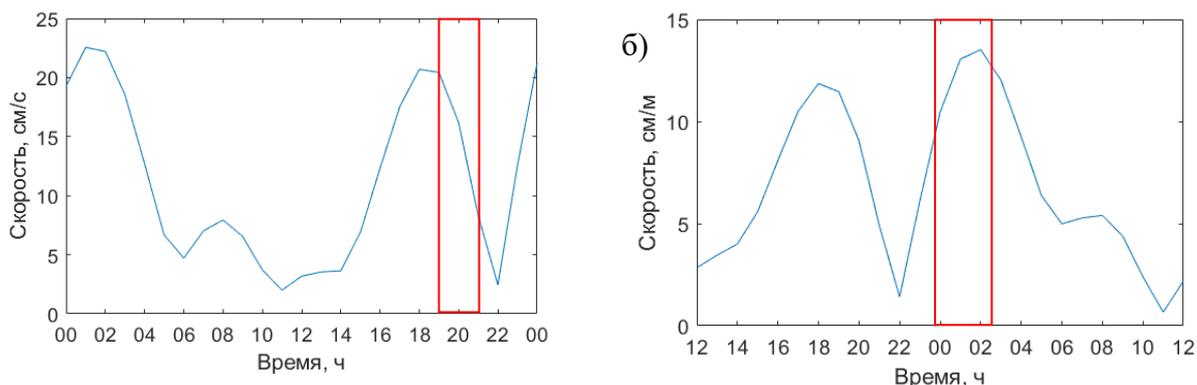


Рисунок 4. Результаты прогноза скорости приливных течений по модели Arc5km2018 для а) станции 3915 за 12.09.2021 и б) станции 3917 за 13.09.2021. Красными рамками отмечены периоды работы на станциях.

Заключение

В ходе работы была выполнена обработка синхронных измерений нескольких термокос и учащенных CTD-зондирований на пяти станциях в проливе Карские Ворота за 12-13 августа 2021 г. Анализ измерений выявил генерацию и распространение интенсивных внутренних волн высотой 5-40 м с периодами 5-30 мин. Интенсивная генерация пакетов внутренних волн в районе исследований была известна ранее по данным спутникового дистанционного зондирования и прямых измерений [Kozlov et al., 2015; Morozov et al., 2017], но вертикальные характеристики волнения были малоизучены. Анализ синхронных и разнесенных в пространстве измерений также позволил определить направление распространения и фазовую скорость наблюдаемых внутренних волн.

Благодарность

Работа выполнена в рамках программы Плавучие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ, а также при финансовой поддержке гранта РФФ 21-17-00278.

Список литературы

- Kozlov I., V. Kudryavtsev, E.V. Zubkova, A.V. Zimin, and B. Chapron (2015), Characteristics of short-period internal waves in the Kara Sea, *Izvestiya: Atmospheric and Oceanic Physics*, №9, Vol. 51, pp. 1073-1087, <https://doi.org/10.1134/S0001433815090121>.
- Morozov E.G., Kozlov I.E., Shchuka S.A., Frey D.I. (2017), Internal tide in the Kara Gates Strait, *Oceanology*, Vol. 57, №1, p. 8-18. <https://doi.org/10.1134/S0001437017010106>

ВЛИЯНИЕ ТАЯНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ОПРЕСНЕНИЯ В КАРСКОМ МОРЕ

INFLUENCE OF SEA ICE MELTING ON FORMATION OF THE FRESHENED SURFACE LAYER IN THE KARA SEA

**Екатерина Геннадьевна Кускова¹, Александр Александрович Осадчиев²,
Дмитрий Ильич Фрей², Наталья Борисовна Степанова^{2,3}**

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

²*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

³*Московский физико-технический институт, Долгопрудный*

**Ekateryna Gennadievna Kuskova¹, Alexander Alexandrovich Osadchiev², Dmitry
Ilyich Frey², Natalia Borisovna Stepanova^{2,3}**

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow*

²*Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow*

³*Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny*

Введение

В центральной части Карского моря ежегодно в теплый сезон формируется значительная по площади область поверхностного опреснения (Osadchiev et al., 2021). Основной источник пресной воды для этой области – сток рек Оби и Енисея, а также более мелких рек, суммарно составляющий около 1500 км³/год (Gordeev et al., 1996). Таяние морского льда, происходящее в Карском море в теплый период года, по-видимому, также вносит определенный вклад в формирование этой области опреснения. Полагая площадь акватории Карского моря, ежегодно освобождающейся ото льда за 600 000 км², а среднюю толщину льда за 1.5 м, суммарный объем талых вод (соленостью около 5-6 промилле) можно оценить в 750 км³, что сравнимо с объемом пресноводного речного стока. При этом речной сток поступает в море интенсивно, но из локальных источников – речных устьев, а при таянии морского льда поступление опресненных вод происходит достаточно медленно, но одновременно на большой площади моря. В этом заключается принципиальное отличие между процессами поступления опресненной воды в море из речных устьев и в результате таяния льда.

Данная работа направлена на исследования влияния таяния морского льда на формирование поверхностного опреснения в Карском море. На основе натурных данных, собранных в 58-м рейсе НИС «Академик Иоффе», оценивается интенсивность этого процесса в ряде районов Карского моря в августе 2021 года. Далее в работе предлагается методика оценки объема талых вод по спутниковым данным о сплоченности морского льда и проводится верификация метода относительно собранных натурных данных. Затем с помощью этого метода оценивается среднемесячная интенсивность потока талых вод в июле-сентябре 2019 года по всей площади Карского моря.

Данные и методы

В этой работе использовались данные, полученные в ходе 58-го рейса НИС «Академик Иоффе» в Карском море в августе 2021 года, когда были сделаны измерения

вертикальной термохалинной структуры моря на 6 станциях в трех разных районах у кромки льда (Рис. 1). Измерения на станциях 3965, 3966, 3967 были проведены 19 августа, на станциях 3969, 3970 – 20 августа, на станции 3979 – 22 августа. По данным вертикального распределения температуры и солёности было рассчитано количество талой воды, которая формирует наблюдаемое поверхностное опреснение с помощью формулы $F = \frac{(S_{\text{моря}} - S_{\text{плюма}})}{(S_{\text{плюма}} - S_{\text{льда}})}$, где $S_{\text{моря}}$ – фоновая солёность моря; $S_{\text{плюма}}$ – поверхностная солёность в результате опреснения; при этом предполагается, что солёность талой воды ($S_{\text{льда}}$) равна 6 ‰.

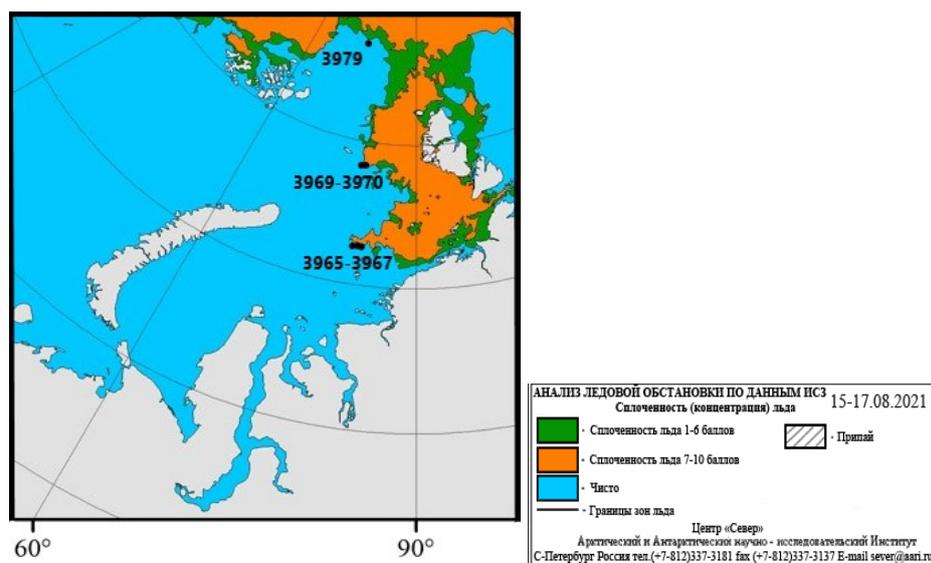


Рис. 1. Прикромочные станции

Помимо натурных данных анализировались спутниковые данные о сплоченности льда AMSR2 (<https://seaice.uni-bremen.de/databrowser/>) с пространственным разрешением в 6.25 км. Эти данные использовались для расчета потока талой воды, формирующегося в результате таяния льда. Спутниковые данные о толщине льда в работе не использовались, так как на них не определяется толщина льда более 50 см, в связи с этим толщина льда аппроксимировалась с помощью линейной зависимости от сплоченности льда. Исходная толщина льда, соответствующая максимальной сплоченности льда принималась равной 2 м. Таким образом, поток талой воды (м/сутки) параметризовался формулой $Q = 2(\Delta c)^2$, где Δc – изменение сплоченности льда в конкретной точке пространства за сутки. Дрейф льда при этом не учитывается.

Результаты

На наиболее южных станциях, анализируемых в работе, видно опресняющее воздействие льда: солёность поверхностного слоя уменьшилась с 29-32 до 19-20 ‰, а толщина слоя талой воды максимальна – 2,5 метра (Рис. 2 (а)). Из-за медленного таяния льда четкого перемешанного опресненного слоя опресненной воды не формируется, градиент солёности плавный, в отличие от опреснения, формируемого речным стоком. На более северных станциях аномалия поверхностной солёности уменьшается (до 2‰ на станциях 3969-3970; до 0.2‰ на станции 3979) (Рис.2).

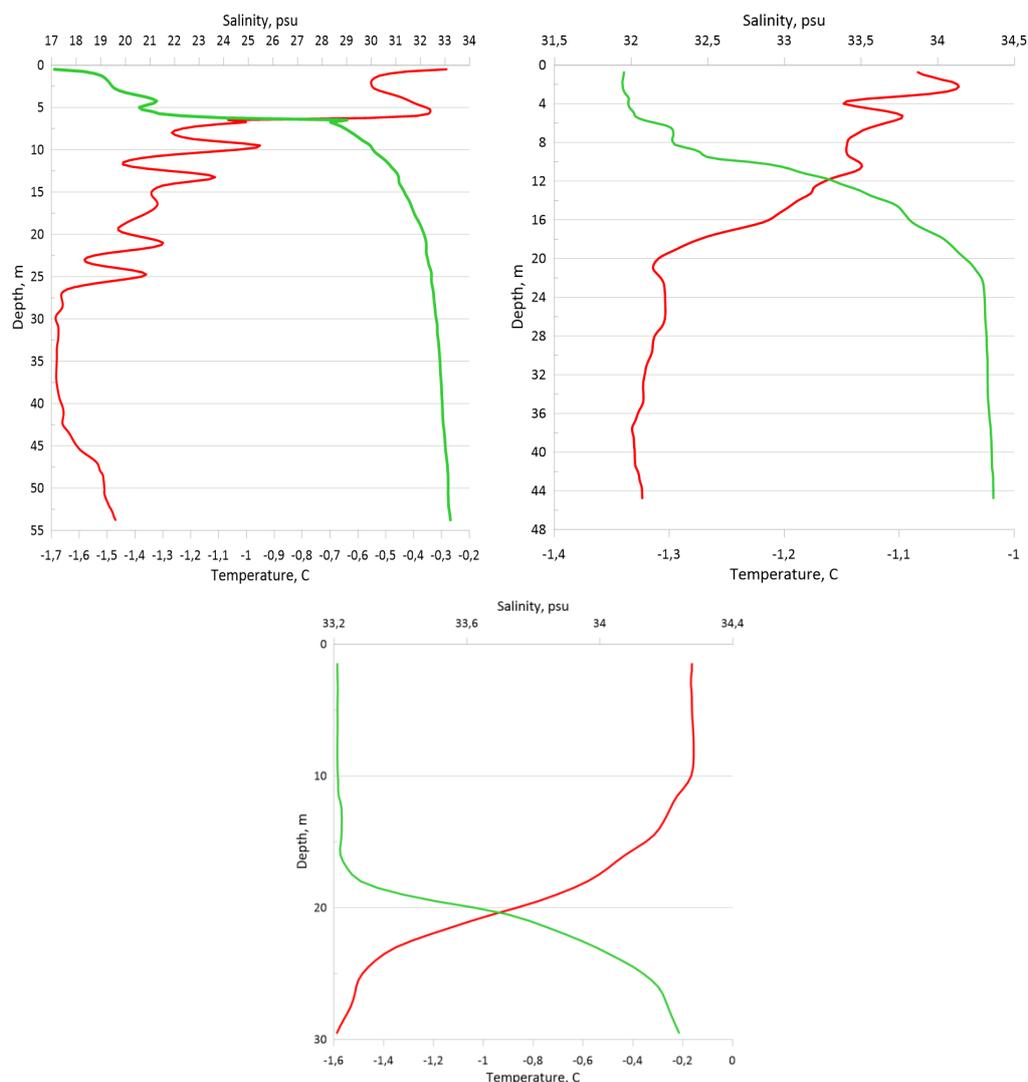


Рис.2 Вертикальное распределение температуры и солёности на станции 3965 (а), 3970 (б) и 3879 (первые 30 м) (в)

Потоки талой воды, рассчитанные по спутниковым данным о сплоченности льда за период в 14 дней до начала измерений, на прикромочных станциях представлены на рис. 3. Наблюдается хорошее совпадение спутниковых и натуральных данных на 3969, 3970, 3979 станциях, измерения на этих станциях проводились у стабильной кромки льда. Наиболее слабое совпадение наблюдается на самых южных станциях (3965-3967), что вероятно связано с сильным дрейфом льда в рассматриваемый период. Таким образом, спутниковые данные позволяют получать качественно правильную картину поступления талой воды в поверхностный слой. Для количественного описания необходимо учитывать дрейф, так как он значительно влияет на поступление потока воды.

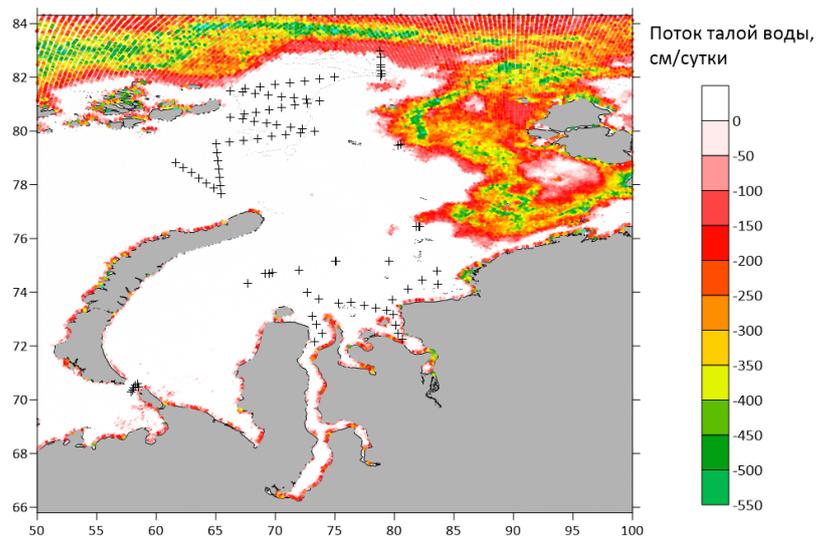


Рис. 3 Количество талой воды, поступившей в поверхностный слой за 14 дней по спутниковым данным

После качественной валидации метода расчета потоков талой воды по спутниковым данным было рассчитано общее поступление талой воды в поверхностный слой Карского моря в июле, августе и сентябре 2019 г. Согласно ледовым картам в июле 2019 года северо-западная и северо-восточные части заняты ледяным покровом, к концу месяца остаются массивы льда на северо-востоке со сплоченностью 1-6 баллов. Качественно на карте потоков отражается картина поступления потоков талого льда за июль (Рис. 4 (а)). В августе 2019-ого большая часть Карского моря свободна ото льда, что и видно на рис. 4 (б) – отсутствуют потоки талой воды в средней и южной части моря. За сентябрь 2019-ого года кромка льда отступила дальше на север, где согласно рис. 4 (в), идет поступление потоков талой воды, но менее интенсивное, чем в другие месяцы, так как заканчивается теплый сезон.

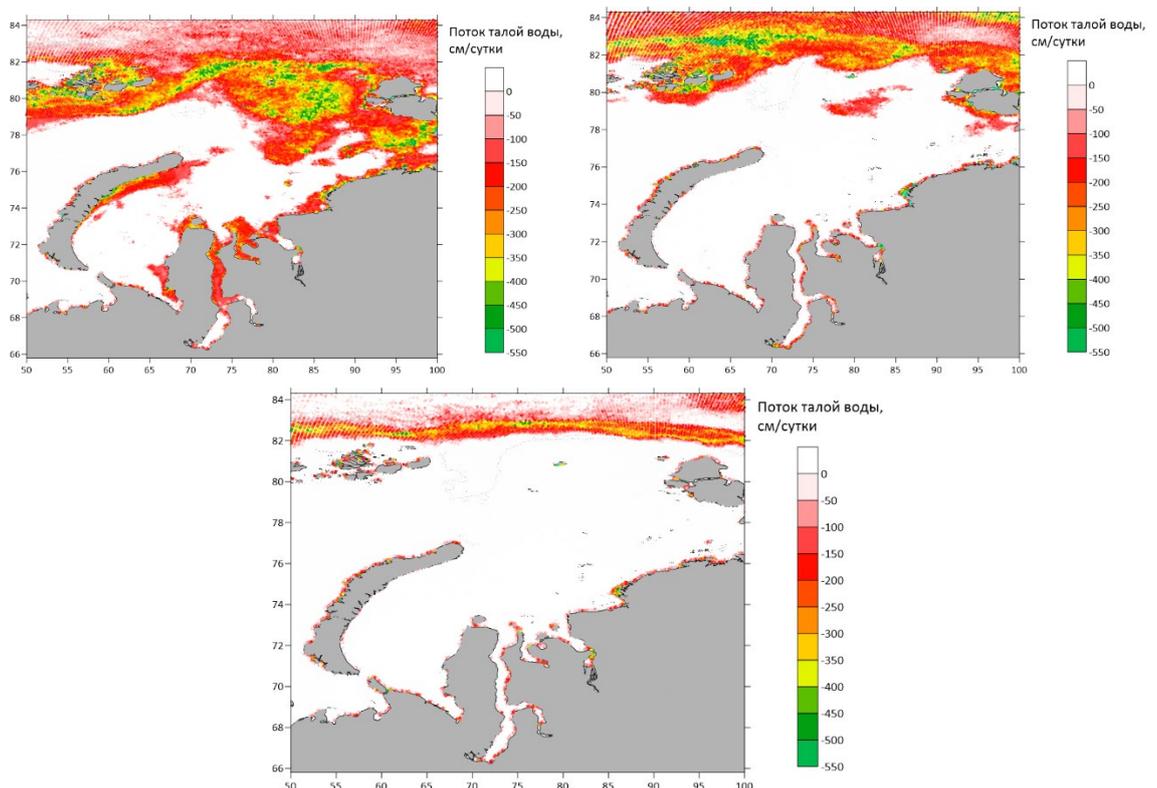


Рис. 4 Оценки количества талой воды, поступившей в поверхностный слой, за июль (а), август (б) и сентябрь (в) 2019 г., полученные по спутниковым данным.

Выводы

Получены оценки влияния таяния льда на поверхностное опреснение в трех разных участках Карского моря в августе 2021 года. Установлено, что таяние льда может существенно опреснять поверхностный слой, вызывать падение солености до 8-9 ‰. Опреснение от таяния льда отличается от речного опреснения отсутствием четкого перемешанного слоя, градиент ледового опреснения более плавный. Глубина опресненного слоя зависит от интенсивности таяния и существенно уменьшается с юга на север, по-видимому, из-за уменьшения температуры воздуха. При определенных допущениях спутниковые данные о сплоченности льда позволяют рассчитывать поток пресной воды в поверхностный слой, формирующийся от таяния льда, по крайней мере, на качественном уровне. Спутниковые оценки потока пресной воды работают хуже в южной части Карского моря, по-видимому, из-за сильного дрейфа льда, чем в северной части моря. Знания о толщине и дрейфе льда значительно улучшат используемые оценки потока талой воды, полученные по спутниковым данным.

Благодарности

Работа выполнена в рамках программы «Плавучие университеты» при поддержке Министерства науки и высшего образования.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОСТИ И КРЕМНИЯ КАК
МАРКЕРОВ МАТЕРИКОВОГО СТОКА НА ОБСКО-ЕНИСЕЙСКОМ ВЗМОРЬЕ

PECULIARITIES OF DISTRIBUTION OF ALKALINITY AND SILICATES AS
TRACERS OF RIVERINE RUNOFF BETWEEN OB INLET AND YENISEY GULF

Казакова Ульяна Александровна¹, Костылева Анна Владимировна², Полухин Александр Анатольевич², Осадчиев Александр Александрович², Степанова Наталья Борисовна^{2,3}

Kazakova U.A., Kostyleva A.V., Polukhin A.A., Osadchiev A.A., Stepanova N.B.

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

³ МФТИ

¹ Lomonosov Moscow State University

² Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences

³ MIPT

Обь и Енисей – крупнейшие реки, впадающие в Карское море. Поступление большого объема материкового стока обуславливает наличие обширного поверхностного опресненного слоя. Особенности географического расположения водосборных бассейнов этих рек определяет различие в гидрохимическом составе вод Оби и Енисея [Стунжас, 1995]. Как известно, при разделении этих вод используются такие гидрохимические параметры, как общая щелочность и растворенный кремний, которые являются индикаторами речного стока. Однако, поведение этих параметров недостаточно изучено в той части акватории, где эти воды "сливаются" в одну общую водную массу. Цель работы заключается в том, чтобы определить особенности поведения основных маркеров речного стока в зоне смешения водных масс Оби, Енисея и шельфовых вод Карского моря.

В основе работы лежат данные, полученные в 2021 г. в 58-м рейсе НИС «Академик Иоффе» в Карское море по программе Плавучий университет ИО РАН и МФТИ. Для этого исследования были проведены гидролого-гидрохимические работы в нескольких районах: Обская губа, Енисейский залив и переход от Обской губы к Енисейскому заливу (траверз Гыданской губы). В эстуарных областях рек отбор проб проводился по всей толще и определялся комплекс гидрохимических параметров. К ним относятся величина общей щелочности, водородный показатель рН, концентрация растворенного кислорода и биогенные элементы, включая растворенные формы фосфатов, кремния, нитратов, нитритов и аммонийного азота. В области перехода отбор проб проводился с поверхности, и определялись лишь 3 параметра: величина общей щелочности, водородный показатель рН и содержание растворенного кремния. Также в работе рассмотрены материалы, собранные в 66-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2016 г. Все гидрохимические параметры определялись в соответствии с общепринятыми стандартными методами [Руководство..., 2003].

В 2021 г. на разрезе вдоль Обской губы величина щелочности изменялась от 0.861 до 1.615 мг-экв/л, содержание кремния - от 32 до 115 мкМ, на разрезе в Енисейском заливе эти величины изменялись от 0.667 до 0.699 мг-экв/л и от 50 до 60 мкМ соответственно. В

районе перехода от Обской губы к Енисейскому заливу значения этих величин были промежуточными между Обской губой и Енисейским заливом. В 2016 г. величина щелочности на разрезе вдоль Обской губы варьировалась в пределах 1.18-1.8 мг-экв/л, кремний изменялся от 64 до 230 μM . На разрезе вдоль Енисейского залива эти величины изменялись от 0.6 до 1.16 мг-экв/л и от 47 до 76 μM соответственно.

Изменение величин щелочности и растворенного кремния с увеличением солености преимущественно носит линейный характер: щелочность возрастает с увеличением солености, что связано с изменением ионного состава вод в зоне смешения река-море [Алекин, Ляхин, 1984], а содержание растворенного кремния с увеличением солености уменьшается. При рассмотрении этих характеристик в поле солености в поверхностном слое отмечалось нехарактерное для щелочности поведение в области перехода от Обской губы к Енисейскому заливу – уменьшение величины общей щелочности при увеличении солености (рис.1).

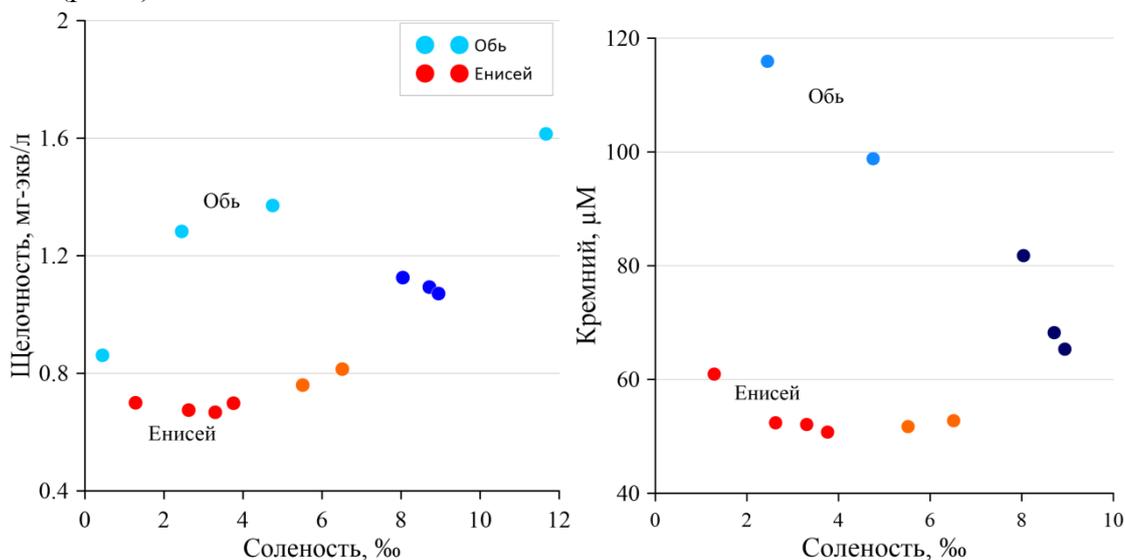


Рис.1. Распределение щелочности и растворенного кремния в поле солености в эстуарных областях Оби и Енисея в 2021 г.

Подобное поведение величин общей щелочности в поверхностном слое было обнаружено при анализе гидролого-гидрохимических данных Обской губы и Енисейского залива, полученных в 2016 году, когда проводились измерения в обоих эстуариях в один сезон. В этот год характеристики вод Обской губы также отличались более высокой величиной щелочности и более высоким содержанием растворенного кремния относительно вод Енисея. По основному характеру распределения этих параметров можно проследить линейную зависимость, но в распределении щелочности в поле солености также выделяется нетипичное поведение щелочности – уменьшение величины с увеличением солености.

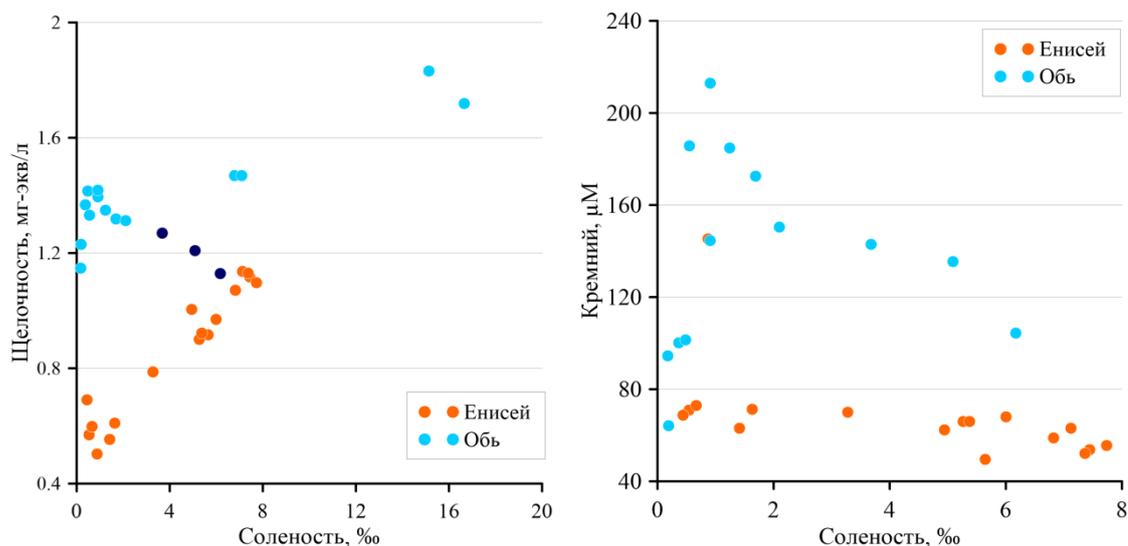


Рис. 2. Распределение щелочности и растворенного кремния в поле солености в Обской губе и Енисейском заливе в 2016 г.

Стоит отметить, что уменьшение щелочности с ростом солености в 2021 году наблюдалось в диапазоне солености от 3.6 до 6.2 ‰, а в 2016 – в диапазоне 8-9 ‰. Это различие может быть обусловлено биогеохимическими процессами, происходящими в пределах маргинального фильтра и связанными с отличающимся по годам и сезонам объемом и составом материкового стока [Стунжас, Маккавеев, 2014].

С использованием уравнения смешения (1) были рассчитаны величины щелочности и растворенного кремния с использованием фактических значений при определенном соотношении вод Обской губы и Енисейского залива. Также была введена поправка на соленость с учетом изменения характеристик с изменением величины солености.

$$\begin{aligned} \alpha \times Alk_1 + \beta \times Alk_2 + \Delta Alk &= Alk \\ \Delta Alk &= (\alpha \times \Delta Alk_1 + \beta \times \Delta Alk_2) \times \Delta S \\ \alpha + \beta &= 1, \end{aligned} \quad (1)$$

где: α – процентный вклад вод Оби, β – процентный вклад вод Енисея, Alk_1 – щелочность вод Оби, Alk_2 – щелочность вод Енисея, ΔAlk – изменение величины щелочности в зависимости от изменения величины солености, ΔS – изменение солености (задаваемый параметр).

В результате решения этой системы уравнений были получены величины щелочности и растворенного кремния, которые соответствуют заданному соотношению вод разных рек. При сравнении этих величин было установлено, что рассчитанные величины при одинаковом соотношении вод не совпадают с фактическими значениями величин щелочности и растворенного кремния для рассматриваемых станций на переходе (таблица 1).

Таблица 1. Фактические и рассчитанные величины щелочности и кремния.

Станция	$Alk_{\text{факт}}$	$Si_{\text{факт}}$	$Alk_{\text{выч}}$	$Si_{\text{выч}}$
3940	1.1252	81.7803	0.920307	50.90946
3942	1.09416	68.2598	0.776916	42.50289
3943	1.07088	65.348	0.746035	40.69247

Полученные данные вполне сопоставимы с ранее опубликованными работами по этой теме [Полухин, Маккавеев, 2017].

Очевидно, что уменьшение щелочности с увеличением солёности происходило по причине смешения вод и «разбавления» более минерализованных вод Оби водами Енисея. Следует отметить непропорциональность изменения концентрации щелочности с изменением концентрации растворенного кремния. Возможно, это связано с вовлечением растворенного кремния в различные биогеохимические процессы, сопровождаемые как его потреблением при процессе фотосинтеза, так и выделением при деструкции органического вещества.

По итогам проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

- в районе смешения разных типов речных вод в Карском море, характеризующихся разными величинами общей щелочности и кремния, может наблюдаться существенное отклонение распределения этих параметров от типичных трендов по мере изменения величины солёности;
- изменение щелочности и кремния в районе смешения разных типов речных вод может происходить непропорционально друг другу;
- разделение пресноводного стока Оби и Енисея возможно до момента появления на диаграмме смешения трендов кремния и щелочности, противоположных типичному распределению этих параметров в приустьевых областях рассматриваемых рек.

Работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ, а также в рамках госзадания ИОРАН (тема № 0128-2021-0007), при поддержке РФФИ (проект №19-17-00196).

Список литературы:

1. *Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 343 с.
2. *Полухин А.А., Маккавеев П.Н.* Особенности распространения материкового стока по акватории Карского моря // *Океанология*. 2017. Т. 57. №1 С.25-37.
3. Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. Ред. Сапожников В.В. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
4. *Стунжас П.А., Маккавеев П.Н.* Объем вод Обской губы как фактор формирования гидрохимической неоднородности // *Океанология*, 2014. Т. 54. № 5. С. 1-14.
5. *Стунжас П.А.* Разделение вод Енисея и Оби в Карском море по щелочности и кремнию // *Океанология*. 1995. Т. 35. № 2. С. 215-219.

УДК 551.463.5

ИЗМЕРЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ В КАРСКОМ МОРЕ
В АВГУСТЕ 2021 г.

MEASUREMENT OF THE SEAWATER REFLECTANCE IN THE KARA SEA IN
AUGUST 2021

**Дерягин Дмитрий Николаевич¹, Павлова Мария Александровна¹,
Корчемкина Елена Николаевна², Осадчиев Александр Александрович³,
Степанова Наталья Борисовна^{3, 1}**

¹ *Московский физико-технический институт (национальный
национальный исследовательский университет)*

² *Морской гидрофизический институт РАН*

³ *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН*

**Deryagin Dmitry Nikolaevich¹, Pavlova Maria Alexandrovna¹,
Korchemkina Elena Nikolaevna², Osadchiev Alexander Alexandrovich³,
Stepanova Natalia Borisovna^{3, 1}**

¹ *Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University)*

² *Marine Hydrophysical Institute of RAS*

³ *Shirshov Institute of Oceanology of RAS*

Введение

Исследование проводилось в рамках 58-го рейса НИС “Академик Иоффе” с 8 августа по 9 сентября 2021 г. Актуальность данной работы обусловлена малым количеством натуральных данных коэффициента яркости (КЯ) в районе Карского моря [Glukhovets et al., 2020]. Получение спутниковых снимков осложняется погодными условиями — для бассейна Карского моря характерен высокий уровень облачности в течение всего календарного года. Спектры дистанционно измеренного КЯ могут быть сильно искажены вследствие ошибок атмосферной коррекции, обусловленных близостью суши, облачностью и другими факторами, а потому требуют валидации.

Известный КЯ моря также позволяет получить первичные оптические характеристики исследованной воды.

Целями данной работы являлись:

1. Измерение КЯ Карского моря и приустьевых областей втекающих в него рек
2. Анализ пространственного распределения КЯ для региона и исследование его связи с гидрологическими характеристиками

Данные и методы

В работе был использован морской палубный спектрофотометр со спектральным диапазоном 370–750 нм и разрешением 5 нм. Измерялся спектральный КЯ поверхности моря:

$$\rho_{sea} = \frac{L_u}{L_0},$$

где L_u – восходящая яркость моря, L_0 – яркость идеального диффузно отражающего экрана, находящегося выше уровня воды и освещенного излучением, падающим на поверхность моря. При этом для учета отраженной от поверхности моря составляющей излучения

Солнца использовалась наполненная водой кювета с поглощающими стенками [Ли, Мартынов, 2000], которая помещалась в поле зрения объектива прибора, давая возможность получить только отраженную составляющую КЯ. Таким образом, путем вычитания отраженной составляющей из КЯ поверхности моря были получены значения КЯ водной толщи (коэффициент яркости моря).

Полигонами исследований стал район Карских Ворот, приустьевые зоны Оби, Енисея и Пясины, прикромочные зоны льда и места вблизи желоба Св.Анны. В ходе рейса проводилось два вида измерений - станционные, когда судно находилось в одной точке, и треки, во время движения корабля и при стабильном состоянии освещённости. Карта полигонов и станций изображена на рис. 1.

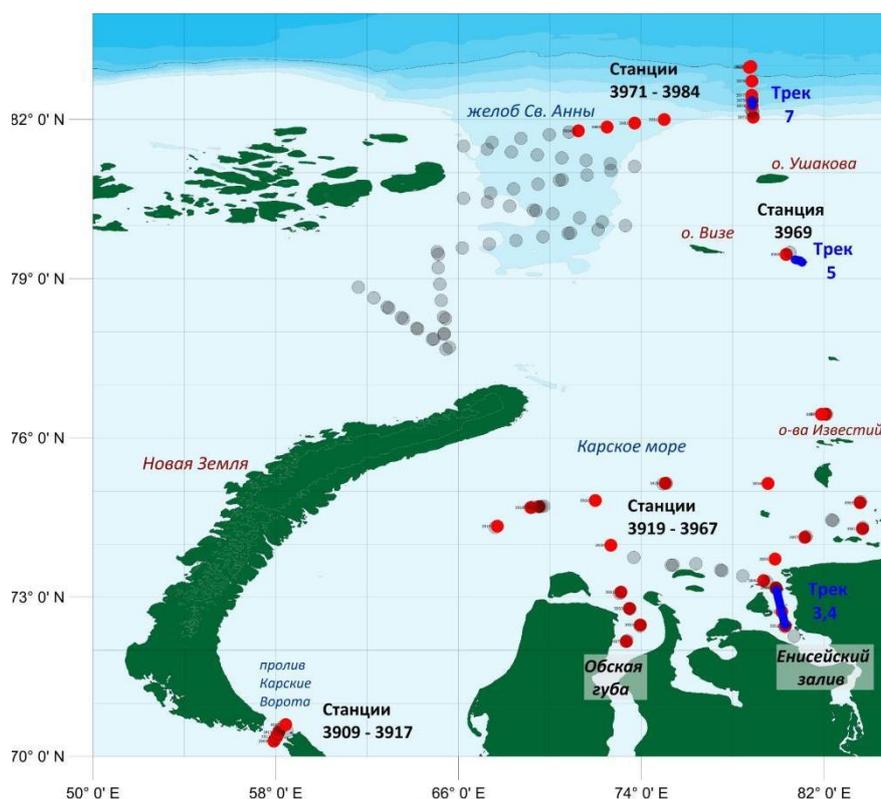


Рис. 1. Полигоны, с метками станций где выполнялись измерения коэффициента яркости. Расположение разрезов: Треки 3,4,5,7

Результаты

На рис. 2- приводятся спектры, наиболее характерно демонстрирующие региональные особенности полигонов. На спектрах КЯ областей Обской губы и Енисейского залива (рис. 2) отмечаются максимумы в жёлтой (560–590 нм), оранжевой (590–620 нм) и красной (620–780 нм) части спектра, что соответствует мутной речной воде и наличию большого количества органического вещества.

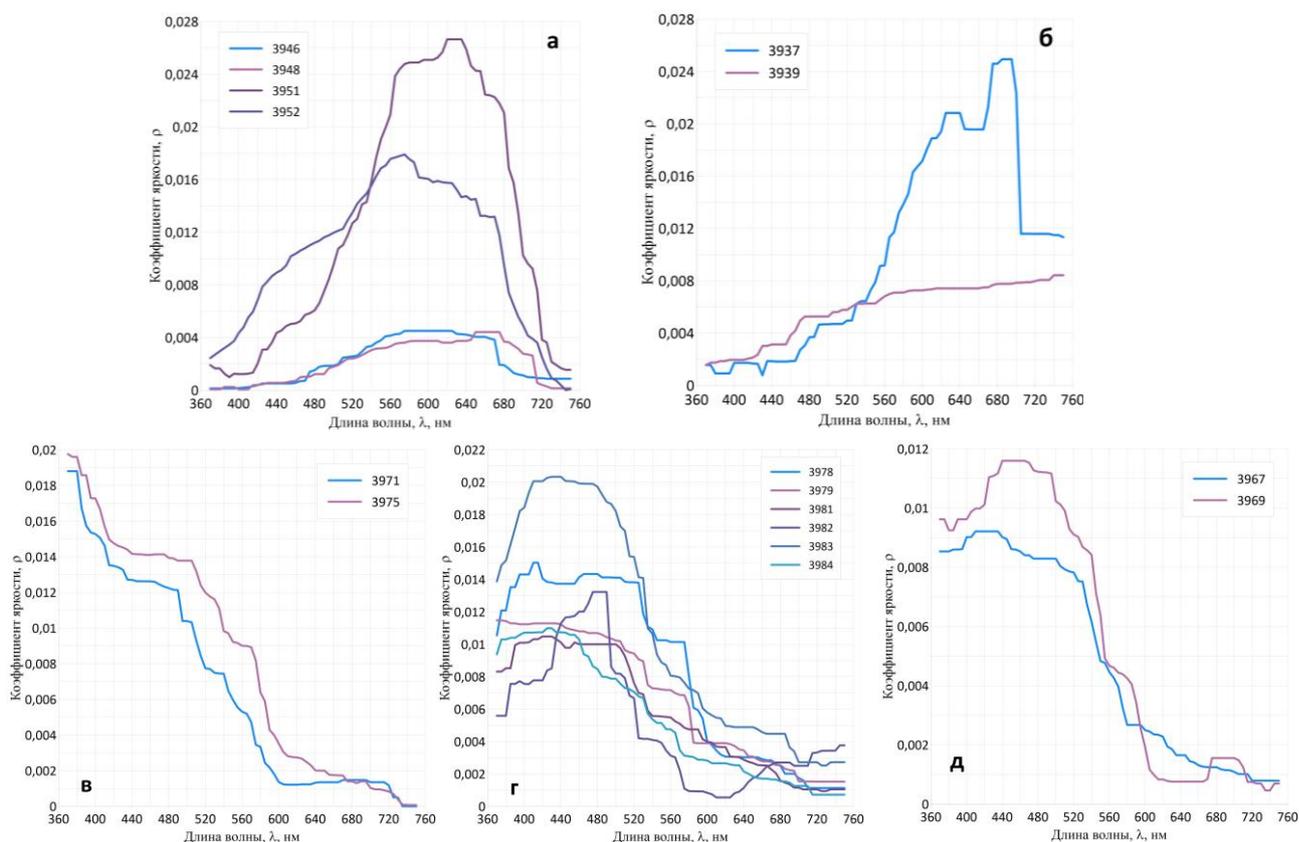


Рис. 2. Спектры КЯ, полученные на станциях в Енисейском заливе (а), Обской губе (б), желобе Воронина (в), желоб Св. Анны (г) и центральной части Карского моря (д)

На рис. 2б можно наблюдать отличия, на станции 3939, в величине значений КЯ, в 3 раза. Данный спектр отвечает за станцию вблизи о.Вилькицкого, уже на выходе из Обской губы, в связи с чем прослеживается уменьшение количества взвешенного вещества в воде.

На рис. 2в,г,д показаны спектры, соответствующие прикромочной области льда (рис. 2д) и желобам (рис. 2в,г). На спектрах видны максимумы на длинах волн соответствующих синие-голубой (450–500 нм) области спектра. На рис. 2г, в наблюдается провал спектра [Маньковский, 1996] в области 360–400 нм, что соответствует наличию в воде органического вещества.

Треки 3-4 (рис. 3а) получены на выходе из Енисейского залива. При сравнении графика солёности (рис. 3б) и пространственного распределения КЯ можно наблюдать область резко повышенной солёности в месте, соответствующем максимумам КЯ. Данная область может являться местом активного перемешивания морских и речных вод.

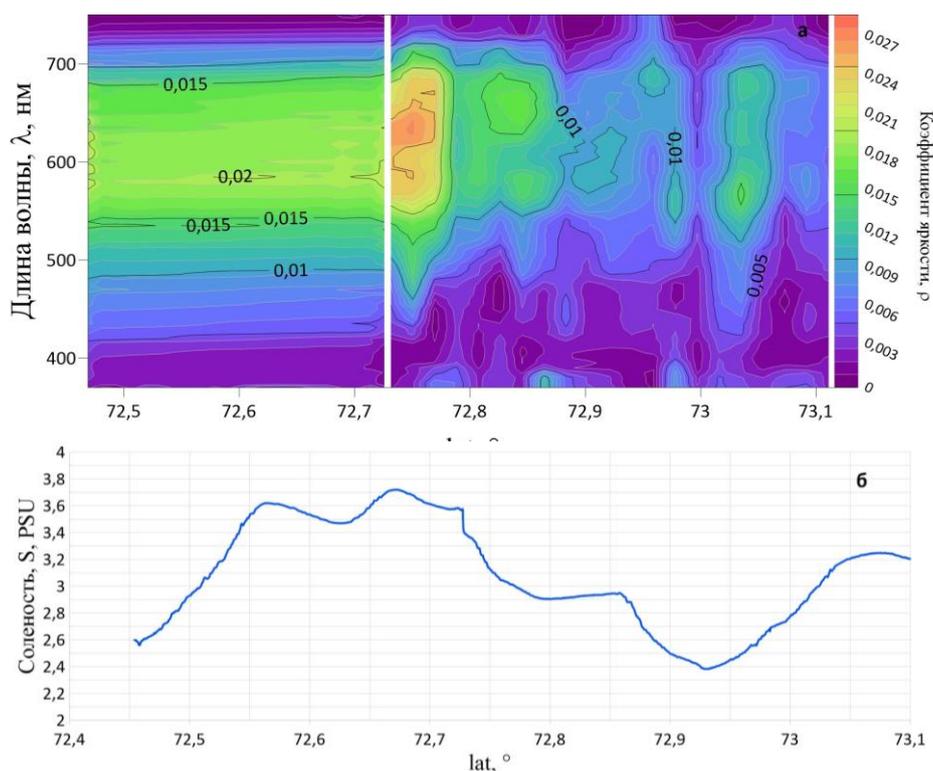


Рис. 3. Пространственное распределение спектра коэффициента яркости (а). Соленость вдоль обоих треков (б). Направление движения судна справа налево.

Заключение

В течение рейса произведены замеры на 36 станциях и 3 треках, получено 28 спектров КЯ района Карского моря. На графиках прослеживаются характерные особенности приустьевых и прикромочных областей. Построено пространственное распределение КЯ вдоль треков. В дальнейшем планируется проведение подробного анализа связи полученных спектров с гидрологией, получение первичных биооптических характеристик.

Благодарности

Работа выполнена в рамках программы Плавучие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ.

Список литературы

1. *Glukhovets D., Kopelevich O., Yushmanova A., Vazyulya S., Sheberestov S., Karalli P., Sahling I.* Evaluation of the CDOM Absorption Coefficient in the Arctic Seas Based on Sentinel-3 OLCI Data // *Remote Sens.* – 2020. – 12(19), 3210.
2. *М.Е.Ли, О.В.Мартынов.* Измеритель коэффициента яркости для подспутниковых измерений биооптических параметров вод // *Морской гидрофизический институт НАН Украины.* – 2000.
3. *В.И. Маньковский* ОСНОВЫ ОПТИКИ ОКЕАНА // *Морской гидрофизический институт НАН Украины.* – 1996. – С. 27-30

УДК 551.468.6

ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОД В ОБСКОЙ ГУБЕ В АВГУСТЕ 2019 ГОДА ПО ДАННЫМ
ПОДРОБНОЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ
MIXING IN THE GULF OF OB IN AUGUST 2019 BASED ON THE DETAILED
HYDROLOGIC SURVEY

Демешко Дарья Матвеевна¹, Протопопова Мария Дмитриевна¹, Осадчиев Александр Александрович², Коновалова Ольга Петровна³, Степанова Наталья Борисовна^{1,2}

¹*Московский физико-технический институт (научный исследовательский университет), Москва*

²*Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

³*Центр морских исследований МГУ, Москва*

Demeshko Daria¹, Protopopova Maria¹, Osadchiev Alexander², Konovalova Olga³, Stepanova Natalia^{1,2}

¹*Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Moscow*

²*Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow*

³*Lomonosov Moscow State University Marine Research Center, Moscow*

Введение

В работе рассматривается перемешивание речного стока и морских вод в Обской губе. Значительный речной сток, поступающий в Обскую губу из Оби, Таза, Пура, Надьма и более мелких рек, формирует поток пресных вод на север в сторону Карского моря. В мелководных южной и средней частях Обской губы речной сток занимает весь столб воды от поверхности до дна. В более глубокой северной части губы речной сток отделяется от дна и формирует поверхностный опресненный слой. В придонный слой в северной части губы, напротив, поступают соленые воды из центральной части Карского моря. В результате происходит процесс, типичный для крупных эстуариев: поверхностный поток опресненных вод, генерально направленный на север, испытывает перемешивание с придонным потоком соленых вод, генерально направленным на юг. При этом у обоих потоков существенно меняется средняя соленость, однако вертикальная стратификация сохраняется.

В данной работе используются данные очень подробной гидрологической съемки в северной части Обской губы (около 150 гидрологических станций), проведенной в августе 2019 года в рейсе ЦМИ МГУ на судне «Картеш». По этим данным на разных участках в северной части Обской губы рассчитываются значения параметра Кнудсена и содержание пресной воды, являющиеся индикаторами интенсивности перемешивания. Расчеты проводятся как по данным линейных разрезов вдоль фарватера Обской губы, так и по данным интерполяции по поперечным фарватеру площадным сечениям. Сравнение независимых методик расчета позволяет, во-первых, оценивать правдоподобность используемых методов и, во-вторых, сравнивать интенсивность перемешивания в разных частях эстуария.

Данные и методы

С 10 по 27 августа 2019 года в Обской губе проводились измерения вертикальных термохалинных профилей с помощью CTD-зонда CastAway. По данным измерений были построены термохалинные разрезы в программах Ocean Data View 5 и Surfer Golden Software.

Метод Кнудсена оценки интенсивности перемешивания описан в (Knudsen, 1900; Burchard et al., 2018). Параметр Кнудсена по линейному разрезу между двумя станциями рассчитывается по формуле $\frac{z-s}{z'-s'} \frac{z'}{s'}$, где s, z – солёность воды в речном поверхностном и придонном слоях соответственно, а s', z' – солёность воды в морском поверхностном и придонном слоях соответственно. Для вычисления параметра Кнудсена по поперечным фарватеру площадным сечениям с помощью интерполяции была рассчитана средняя солёность придонного и поверхностного слоёв в каждом сечении.

Второй метод оценки интенсивности перемешивания заключается в расчете изменения локального содержания пресной воды в водном столбе (Osadchiev et al., 2021). Локальное содержание пресной воды в вертикальном столбе жидкости вычислялось по формуле $L(x) = \int_0^{b(x)} \frac{s_0 - s}{s_0} dz$, где x и z – горизонтальная и вертикальная координаты соответственно, $b(x)$ – нижняя граница рассматриваемой водной массы, $S_0 = 32$ – базовая морская солёность. Затем рассчитывалось локальное содержание пресной воды в поперечном сечении по формуле $T = \int_0^l L(x) dx$.

Результаты

Всего в эстуарии Оби в августе 2019 года было сделано около 150 станций, среди которых можно выделить 11 поперечных разрезов. Карта станций представлена на рис. 1.

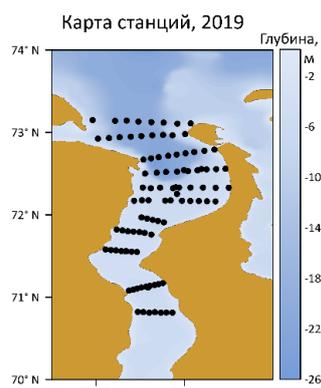


Рис. 1. Карта станций

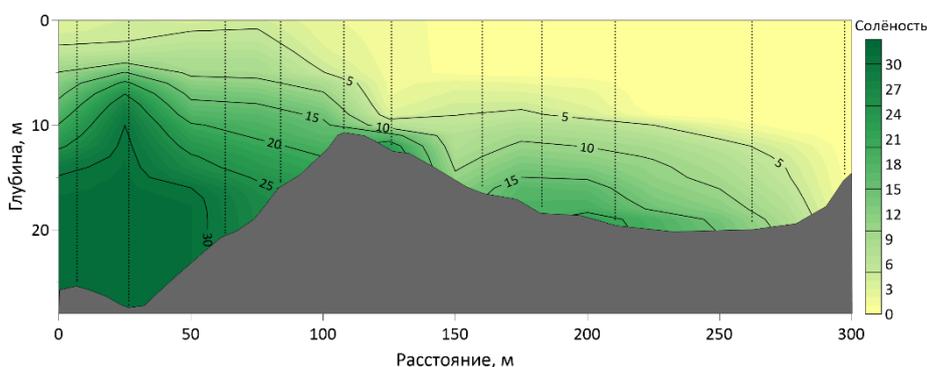


Рис. 2. Линейный разрез через фарватер Обской губы

По центральным станциям каждого поперечного сечения был построен продольный разрез по солёности, который представлен на рис. 2. На разрезе различимы два потока: опреснённый поверхностный поток и придонный поток морских вод, границей между которыми можно условно задать изохалиной 15. В южной части Обской губы поверхностный слой речных вод достигает толщины 15 метров, а средняя солёность составляет 1. Этот слой постепенно уменьшается при распространении в северную часть губы, где толщина уменьшается до 5-8 метров, а средняя солёность увеличивается до 6. Придонный слой северной части Обской губы формируется морскими водами, средняя солёность которых составляет примерно 28. Далее слой придонных вод поступает в среднюю часть губы, где солёность падает до 21, а его толщина постепенно уменьшается до 5-8 метров. В южной части придонный слой отсутствует ввиду полного перемешивания с речной водой.

По каждому поперечному сечению губы были построены разрезы по солёности. Пример такого разреза изображен на рис. 3. Построенные поперечные разрезы дают существенно больше информации о гидрологической структуре в Обской губе и изменении характеристик поверхностного и придонного потоков по сравнению с единичным продольным разрезом.

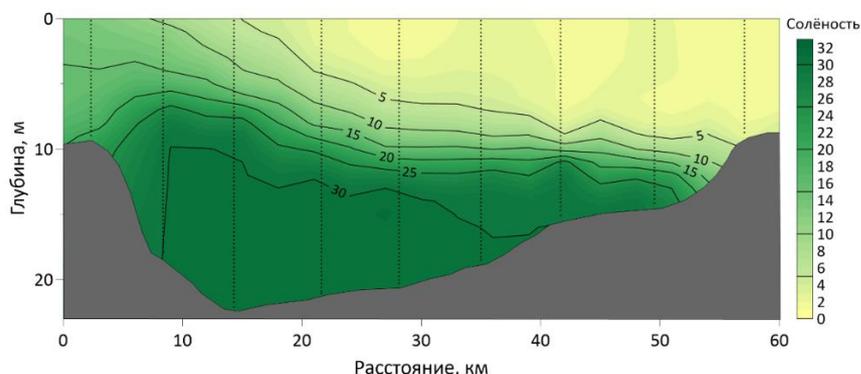


Рис. 3. Второй поперечный разрез Обской губы

Метод Кнудсена был применён, во-первых, к станциям на линейном разрезе вдоль фарватера Обской губы и, во-вторых, к площадным поперечным сечениям в Обской губе. На рис. 4 изображен график зависимости коэффициентов интенсивности перемешивания, посчитанные этими двумя способами, на оси x указаны последовательные номера поперечных сечений.

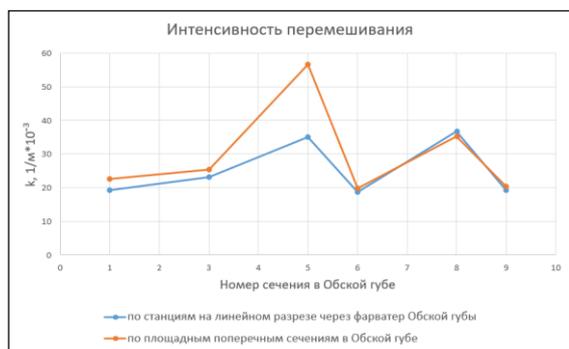


Рис. 4. Интенсивность перемешивания потоков в Обской губе



Рис. 5. Содержание пресной воды в Обской губе

На графике видно, что обе кривые в целом совпадают, наблюдается лишь одно расхождение в значениях интенсивности перемешивания между сечениями 5 и 6. Оно обусловлено тем, что на 5 и 6 сечениях центральная станция была сделана вне потока морских вод, что привело к занижению коэффициента.

Второй метод оценки интенсивности перемешивания заключался в расчёте содержания пресной воды по станциям на линейном разрезе вдоль фарватера Обской губы и по площадным поперечным сечениям в Обской губе. На рис. 5 представлены получившиеся графики. Как и в случае метода Кнудсена, линейный и площадной методы оценки содержания пресной воды показывают хорошее совпадение между собой. Таким образом, оба метода можно применять, используя лишь линейные вдольэстуарные разрезы,

площадные поперечные съемки не приводят к существенному улучшению качества этих методов.

Для сравнения двух независимых методов оценки интенсивности перемешивания (метод Кнудсена и содержание пресной воды) был построен график, где отображаются обе характеристики, рассчитанные по площадным поперечным сечениям (рис. 6). Полученные графики показывают хорошее соответствие, что говорит о применимости обоих методов для оценки интенсивности перемешивания в исследуемой акватории. Оба метода зафиксировали наибольшую интенсивность перемешивания в северной части Обской губы в районе Обского бара.

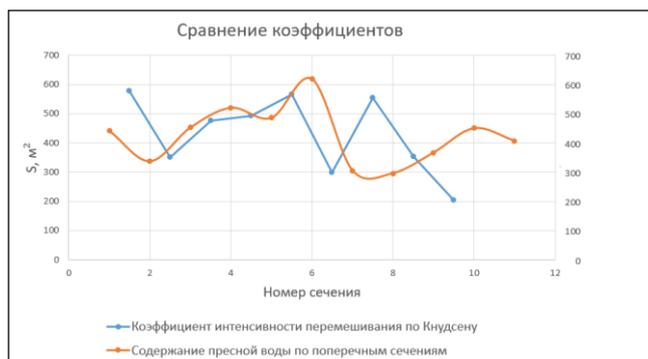


Рис. 6. График зависимости интенсивности перемешивания и содержания пресной воды по площадным поперечным сечениям от номера сечения

Выводы

В ходе работы по данным очень подробной гидрофизической съёмки был исследован процесс перемешивания поверхностного опресненного и придонного морского потоков в северной части Обской губы. Были проведены расчёты параметров Кнудсена и содержание пресной воды как по данным линейных разрезов вдоль фарватера Обской губы, так и по данным интерполяции по поперечным фарватеру площадным сечениям. Было показано, что использование площадных поперечных сечений в обоих случаях улучшают расчеты по линейным разрезам, однако не критичным образом. Более того, оба метода показали хорошее соответствие между собой. Наиболее интенсивное перемешивание оба метода показали в северной части Обской губы в районе Обского бара. Таким образом, для первичной оценки интенсивности перемешивания в исследуемой эстуарии можно использовать базовый линейный метод Кнудсена или линейный расчет содержания пресной воды.

Работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ

УДК 551.463.5

СРАВНЕНИЕ НАТУРНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ КОЭФФИЦИЕНТА СПЕКТРАЛЬНОЙ ЯРКОСТИ В КАРСКОМ МОРЕ В АВГУСТЕ 2021 Г.

Павлова Мария Александровна¹, Корчёмкина Елена Николаевна², Дерягин Дмитрий Николаевич¹, Осадчиев Александр Александрович³, Степанова Наталья Борисовна^{1,3}

¹ *Московский физико-технический институт (научно-исследовательский университет)*

² *Морской гидрофизический институт РАН*

³ *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН*

THE COMPARISON OF IN SITU AND REMOTE SENSED REFLECTANCE DATA IN THE KARA SEA

Pavlova Mariia Aleksandrovna¹, Deryagin Dmitriy Nikolaevich¹, Korchemkina Elena Nikolaevna², Osadchiev Aleksandr Aleksandrovich³, Stepanova Natal'ya Borisovna^{1,3}

¹ *Moscow Institute of Physics and Technology*

² *Marine Hydrophysical Institute of RAS*

³ *Shirshov Institute of Oceanology of RAS*

Введение

Работ по валидации спутниковых данных коэффициента спектральной яркости выходящего из воды излучения (КСЯ) в Карском море существует сравнительно мало в виду частой облачности, препятствующей получению данных спутниковых сканеров цвета (Кузнецова О.А. и др., 2013). В течение 58-го рейса НИС «Академик Иоффе» по программе Плавающий университет ИО РАН и МФТИ в августе 2021 года были получены новые данные КСЯ в центральной части Карского моря, в приустьевых зонах рек Обь, Енисей и Пясины, а также в прикромочной зоне льдов. В этой работе произведено сопоставление данных судовых и спутниковых измерений.

Приборы и методы

На каждой из представленных на Рис. 1 станций проводились измерения КСЯ моря в диапазоне длин волн 370-750 нм с шагом 5 нм при помощи морского палубного спектрофотометра МПС-СКЯ-СО, разработанного инженерами МГИ РАН. Также были получены данные со спектрорадиометров MODIS Aqua и MODIS Terra (пространственное разрешение 1 км), а также данные VIIRS SNPP (750 м) и OLCI Sentinel-3 A (300 м). Использовались продукты уровня L2, скачанные с сайтов: <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>, <https://coda.eumetsat.int>. В среде Matlab был написан алгоритм для пространственного осреднения спектров КСЯ. После первичной обработки выбрано 5 станций (отмечены красным цветом на Рис. 1.) для валидации спутниковых данных.

Результаты

В Таблице 1 знаком «+» отмечены районы исследования, для акваторий которых удалось получить подходящие для анализа спутниковые данные. Важно отметить, что из-за неблагоприятных погодных условий, не позволивших произвести подспутниковые измерения КСЯ, была допущена временная разница в 11 дней между судовыми и спутниковыми измерениями.

Таблица 1. Спутниковые данные

Сканер цвета	Дата	Дата судовых измерений	Центральная часть моря	Обская губа	Енисейский залив	Пясины и Обско-Енисейское взморье	Север
MODIS Aqua	11.08	14.08 16.08 22.08	+	+			+
MODIS Terra	11.08	22.08					+
MODIS Aqua	12.08	17.08 19.08			+	+	
VIIRS SNPP	12.08	17.08 19.08			+	+	
OLCI Sentinel-3A	13.08	14.08	+				
MODIS Aqua	14.08	14.08	+				
VIIRS SNPP	14.08	14.08	+				

Рассматриваемые 5 станций можно разделить на группы, для которых наблюдаются характерные спектры коэффициента яркости: центральная часть Карского моря, приустьевая зона, прикромочная область льдов.

В центральной части Карского моря спектр (Рис. 2.) имеет искаженную форму вследствие волнения, условий освещения. Однако максимум лежит в области 520-540 нм, что свидетельствует о преимущественном влиянии органического вещества. Разница между спутниковыми и натурными данными составляет около двух часов на 14 августа 2021 года для сканеров цвета MODIS Aqua и Terra, а для OLCI Sentinel-3A – около 12 часов на 13 августа 2021 года. Наблюдается несоответствие, ранее отмечавшееся в работах других авторов (Вазюля С.В. и др., 2014), в значениях КСЯ по спутниковым и натурным данным для каналов длин волн <480 нм, что обусловлено существенными ошибками атмосферной коррекции.

В приустьевых зонах рек наблюдается распространение плумов Оби, Енисея, Пясины. Этот факт отражается на графиках КСЯ: максимумы находятся в длинноволновой области вследствие сильного поглощения органическим веществом в коротковолновой части спектра. Атмосферная коррекция существенно занижает коэффициенты яркости, это связано с непригодностью использования стандартных алгоритмов для областей с сильным речным

стоком (Кузнецова О.А. и др., 2013), например, для сканера цвета VIIRS SNPP (Рис. 3.) спектр имеет отрицательные значения, что не имеет физического смысла.

В прикромочной зоне льдов спектральный максимум коэффициента яркости находится в синей области длин волн (Рис. 4.), это говорит о малой концентрации органического вещества. Причиной может быть низкая продуктивность, а также таяние морского льда.

Рассчитана среднеквадратическая ошибка (1) для каналов сканеров цвета MODIS Aqua / Terra (Таблица 2.) по имеющимся 11 спутниковым снимкам.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\rho_i - \rho_{0i})^2}, \quad (1)$$

где ρ_i – коэффициент яркости, полученный со спутников сканера цвета, ρ_{0i} – коэффициент яркости, измеренный палубным спектрофотометром.

Таблица 2. RMSE

λ , нм	412	443	469	488	531	547	555	645	667	678
RMSE	0,0155	0,0052	0,0046	0,0049	0,0063	0,0073	0,0073	0,0081	0,0076	0,0079

Важно отметить, что атмосферная поправка производится по ближней ИК части спектра, где морская вода теоретически не отражает излучение, а мутная речная имеет значительную яркость. В коротковолновых каналах (Таблица 2.) наблюдается наибольшая ошибка, что ранее отмечалось другими авторами (Вазюля С.В. и др., 2014). В области длин волн от 520 нм график RMSE отражает различие спутниковых и натуральных данных, обусловленное ошибочной работой алгоритма атмосферной коррекции на полигонах приустьевых зон, данный вывод прежде был сформулирован другими исследователями (Кузнецова О.А. и др., 2013). Для сканеров цвета VIIRS SNPP и OLCI Sentinel-3 A расчет RMSE не произведен из-за небольшого количества спутниковых снимков.

Выводы

1. В области плумов наблюдается сильное занижение значений КСЯ, полученных по спутниковым данным. По-видимому, причина обусловлена ошибками стандартной атмосферной коррекции.
2. В коротковолновых каналах для сканеров цвета MODIS Aqua, MODIS Terra, OLCI Sentinel-3A данные КСЯ в большинстве случаев существенно завышены по сравнению с натурными измерениями.
3. Как правило, спутниковые снимки качественно отражают пространственное распределение КСЯ.
4. Существует необходимость работы над алгоритмами атмосферной коррекции для исследуемого региона.

Благодарности

Работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ.

Авторы выражают особую благодарность Д.И. Глуховцу за полезное обсуждение.

Приложение

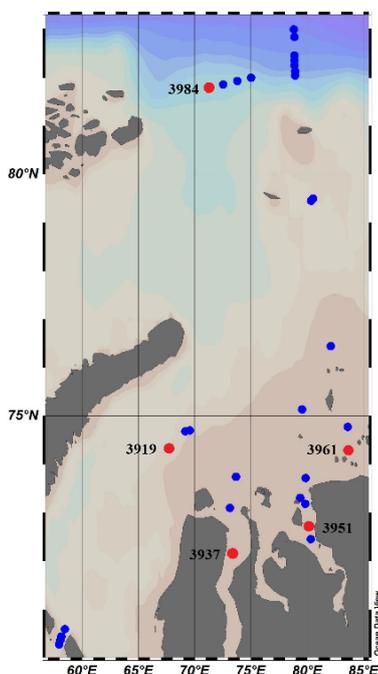


Рис. 1. Станции оптических измерений, август 2021 год

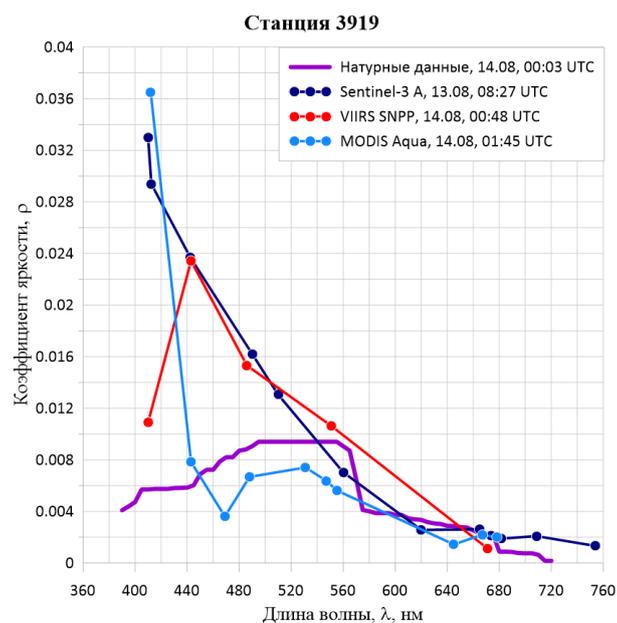


Рис. 2. Полигон в Центральной части Карского моря

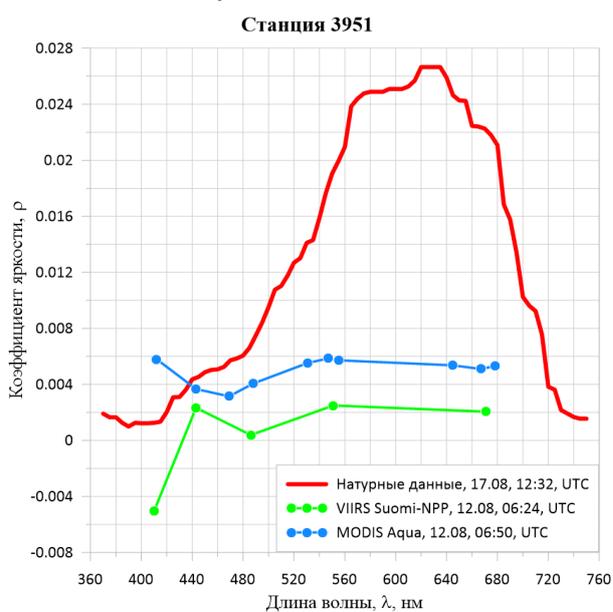


Рис. 3. Полигон в Енисейском заливе

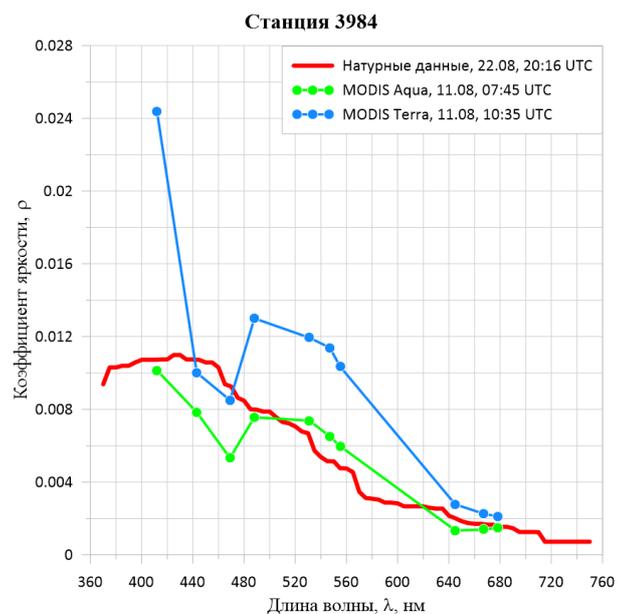


Рис. 4. Полигон в желобе Святой Анны

Литература

1. Вазюля С.В., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Артемьев В.А. Оценка по спутниковым данным показателей поглощения окрашенного органического вещества и диффузного ослабления солнечного излучения в водах Белого и Карского морей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2014, Т. 11, № 4, с. 31–41
2. Кузнецова О.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Мошаров С.А., Демидов А.Б. Оценка концентрации хлорофилла в Карском море по данным спутникового сканера MODIS-Aqua // Исследование Земли из космоса, 2013, № 5, с. 21–31

ВАЛИДАЦИЯ СПУТНИКОВЫХ ПРОДУКТОВ ТПО И АЛЬТИМЕТРИИ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В КАРСКОМ МОРЕ

Остроумова София Антоновна¹, Фрей Дмитрий Ильич², Степанова Наталья Борисовна^{2,3}, Осадчиев Александр Александрович²

¹ *Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург*

² *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, г. Москва*

³ *Московский физико-технический институт (НИУ), г. Долгопрудный*

VALIDATION OF SATELLITE PRODUCTS WITH SEA SURFACE AND ALTIMETRY BASED ON HYDROGRAPHY OBSERVATIONS IN THE KARA SEA

Ostroumova Sofia¹, Frey Dmitry², Stepanova Natalia^{2,3}, Osadchiev Alexander²

¹ *Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg*

² *Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow*

³ *Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny*

Карское море - одно из Арктических шельфовых морей, расположенное между северным побережьем Евразии и Северным Ледовитым океаном и ограниченное с запада Новой Землей и с востока Северной Землей. Мелководные районы с глубинами менее 50 м занимают значительную территорию моря, располагаются в центральной и юго-восточной части. В северной части Карского моря находятся желоба Воронина и Святой Анны с глубинами от 400 до 600 м. В южной части в него впадают крупные реки России – Обь и Енисей, большую часть года почти полностью территория моря покрыта льдом. Активное взаимодействие с Баренцевым морем, Северным Ледовитым и Атлантическим океанами, а также стоком Оби, Енисея и ряда более мелких рек определяет множество гидрофизических процессов. Экспедиционные исследования проводятся в Карском море недостаточно часто и регулярно, поэтому некоторые происходящие в данной акватории процессы исследуются с использованием спутниковых данных.

Спутниковые продукты являются важными инструментами гидрофизических исследований. SST (Sea Surface Temperature – Температура Поверхности Океана/ТПО) и SSH (Sea Surface Height – уровень поверхности моря) активно используются для определения местоположения вихрей, апвеллингов, течений и фронтов, а также изучения изменчивости этих процессов по времени и в пространстве.

Особенностью Арктических морей является преимущественно облачная погода, что затрудняет получение постоянной и качественной информации о температуре морской поверхности спутниками. Основная часть Карского моря является мелководной, что влияет на качество данных о скоростях и направлении течений. В связи с этим важно оценить достоверность спутниковых продуктов. Однако для Арктики и, в частности, Карского моря валидация данных дистанционного зондирования осложнена малым количеством натуральных наблюдений. Подобная работа проводилась аналогичным методом для Баренцева [Зимин и др., 2020] и Карского морей с другими спутниковыми продуктами [Коник и др, 2021].

Для проверки SST и SSH были взяты натурные данные. Попутные наблюдения температуры поверхности проводились в 12 рейсах в Карском море с 2011 по 2020 годы термосалинографом (SBE 21 SeaCAT), установленным на НИС «Академик Мстислав Келдыш» и «Профессор Штокман» (табл. 1). Маршруты экспедиций с измерениями температуры в поверхностном слое показаны на рис. 1. Подробное описание контактных измерений температуры поверхности приводится в статье *Osadchiev et al., 2021*. Скорости и направление течений измерялись с помощью бортового доплеровского профилографа скорости SADC (TRDI Ocean Surveyor 75 kHz) -, в 2019 и 2020 годах.

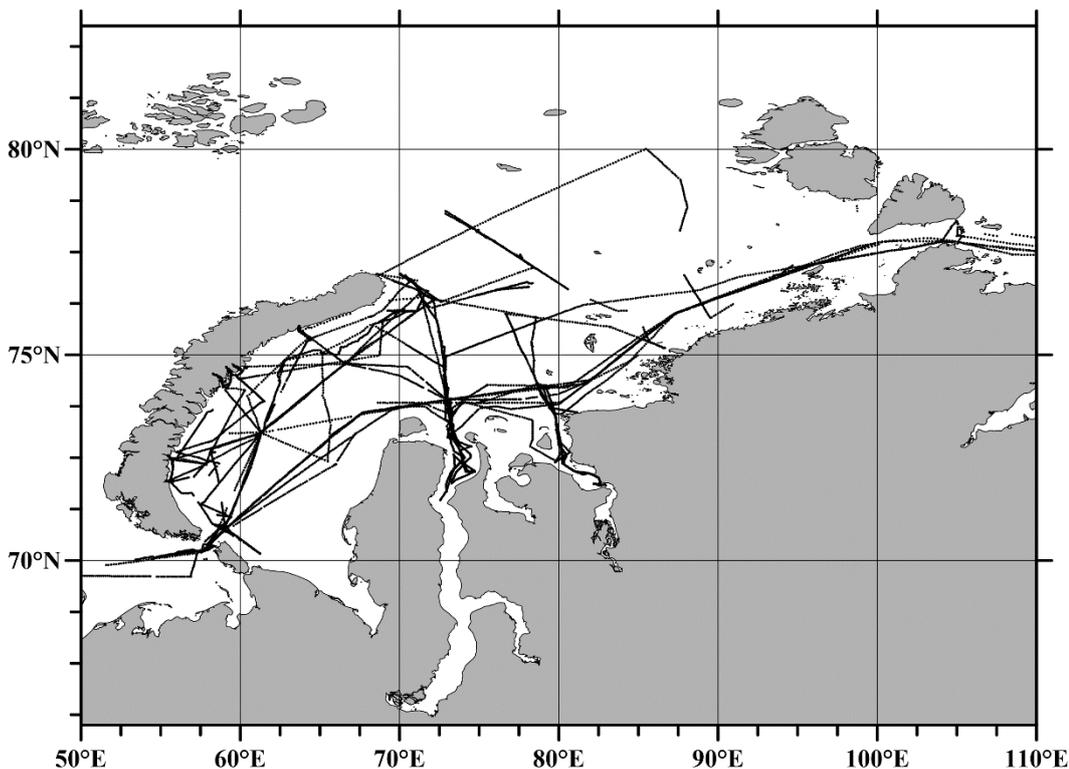


Рис.1. Маршруты попутных измерений ТПО НИС «Академик Мстислав Келдыш» и «Профессор Штокман» с 2011 по 2020 годы

Таблица 1. Периоды контактных измерений температуры поверхности моря и скоростей и направлений течений

Период измерений	НИС	Тип измерений
Сентябрь-октябрь 2011, 22 дня	Академик Мстислав Келдыш	ТПО
Август 2014, 5 дней	Профессор Штокман	ТПО
Август-октябрь 2015, 24 дня	Академик Мстислав Келдыш	ТПО
Июль-август 2016, 28 дней	Академик Мстислав Келдыш	ТПО
Август-сентябрь 2017, 16 дней	Академик Мстислав Келдыш	ТПО
Август-октябрь 2018, 21 день	Академик Мстислав Келдыш	ТПО
Июль-сентябрь 2019, 20 дней	Академик Мстислав Келдыш	ТПО, течения
Октябрь 2020, 23 дня	Академик Мстислав Келдыш	ТПО, течения

Спутниковые данные взяты с ресурса Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) и доступны для скачивания с сайта marine.copernicus.eu. Продукт SST-

GLO-SST-L4-NRT-OBSERVATIONS-010-001 (OSTIA) включает в себя данные с нескольких спутников (таких как Sentinel, ENVISAT и группы спутников NASA, NOAA и др.), а также с научно-исследовательских судов, буйковых станций Argo и дрейфтеров. Данные представлены на регулярной сетке с разрешением 0.05° по долготе и широте и минимальным временным шагом в сутки с первого января 2007 года до настоящего времени. Данный продукт выбран в связи с тем, что он предоставляет информацию с минимальным временным и пространственным разрешением, а также содержит данные по среднемесячным и среднесезонным полям температуры. Это позволяет изучить различные гидрофизические процессы более подробно и дополнить ими исследование.

Для валидации данных по альтиметрии взят продукт **SEALEVEL-GLO-PHY-L4-REP-OBSERVATIONS-008-047**, представленный регулярной сеткой с пространственным разрешением 0.25° по широте и долготе, временным шагом сутки, с первого января 1993 года. Также в продукте есть поля среднемесячных данных. В продукте задействованы измерения спутников Jason-3, Sentinel-3A, Cryosat-2, Jason-2, Jason-1.

Проведено сравнение натуральных данных со спутниковыми продуктами. Взяты интерполированные вдоль трека данные из регулярной сетки SST и SSH. Для сравнения с *in-situ* данными использовались поля за день проведения судовых наблюдений и интерполировались по пространству в точку проведения измерений. Рассчитана статистика по разнице температур, а также скоростей и направлений течений. Поля температуры в основном повторяют тенденции результатов попутных измерений с расхождением от 0 до $1,7^\circ\text{C}$, однако в отдельных точках расхождение может достигать $17-21^\circ\text{C}$. Спутниковый продукт с ТПО, как правило, содержит значения ниже, чем судовые измерения. При осреднении данных по времени их достоверность увеличивается.

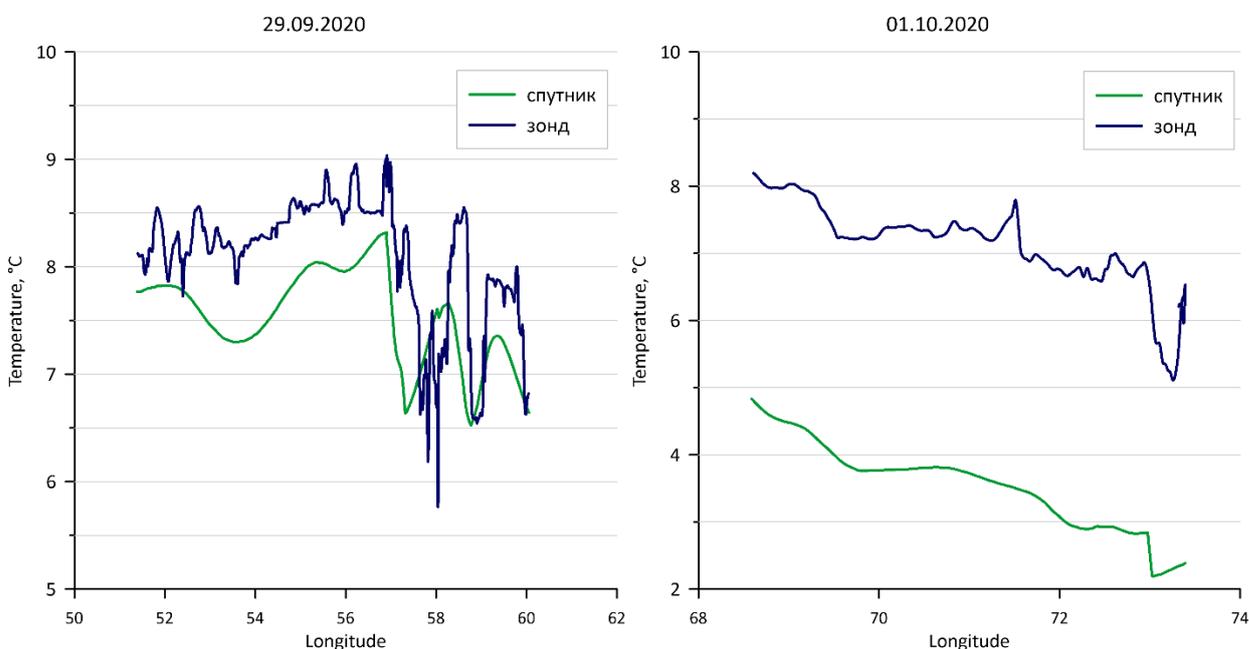


Рис.2. Сравнение спутниковых данных ТПО и натуральных данных, НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Что касается альтиметрии, за отдельные дни скорости и направления течений воспроизводятся плохо, практически на всей территории Карского моря значения по

спутниковым данным не превышают 4 см/с. В то время, как по результатам попутных измерений судового ADCP наблюдались скорости до 10 см/с. При осреднении спутниковых данных за всё время наблюдений (с 1992 по 2012 годы), возможно воспроизвести основные ветви течений в Карском море. Однако и при этом подходе сохраняется слишком большая разница в направлениях и скоростях течений в сравнении с судовыми измерениями.

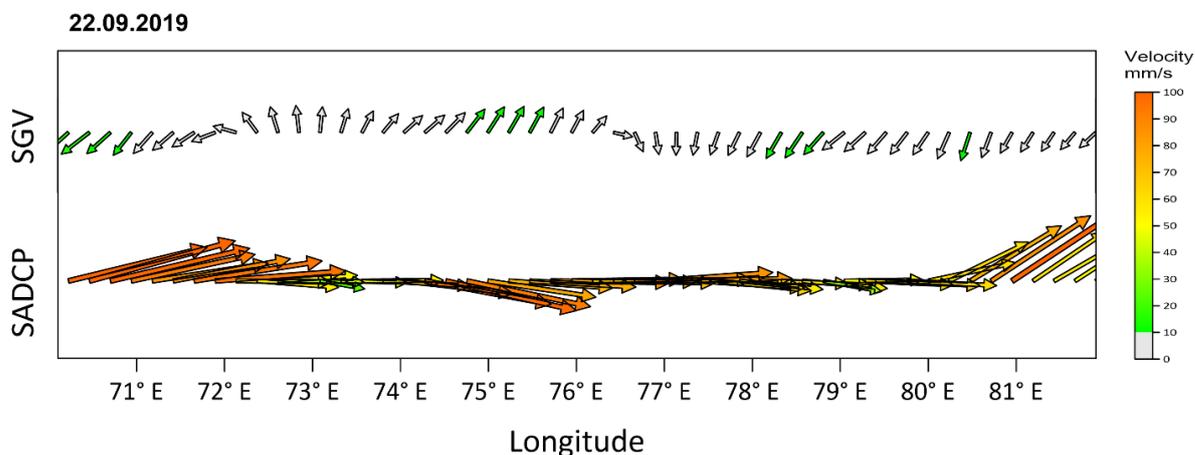


Рис.3. Сравнение спутниковой альтиметрии и данных судового профилографа, НИС «Академик Мстислав Келдыш»

Полученные результаты показали, что при изучении гидрофизических процессов в определенные дни в Карском море еще рано полностью основываться только на данные продуктов, использованных в данной работе, несмотря на их охват и регулярность обновлений. Осредненные по времени данные более близки к результатам натурных измерений.

Работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования.

Список литературы:

Зимин А.В., Атаджанова О.А., Коник А.А., Гордеева С.М. Сравнение результатов наблюдений, выполненных в Баренцевом море, с данными из глобальных океанологических баз // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 4. С. 66–77. doi: 10.7868/S2073667320040061

Коник А.А., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Педченко А.П. Оценка изменчивости характеристик Стоковой фронтальной зоны Карского моря на основе комплексирования данных спутникового дистанционного зондирования // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2021. Т. 18. № 2. С. 241–250. doi: 10.21046/2070-7401-2021-18-2-241-250

Osadchiev, A. A., Frey, D. I., Shchuka, S. A., Tilinina, N. D., Morozov, E. G., Zavialov, P. O. (2021). Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during ice-free periods // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126, e2020JC016486. <https://doi.org/10.1029/2020JC016486>

ВЛИЯНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СОДЕРЖАНИЕ ХЛОРОФИЛЛА-А В РАЙОНАХ КАРСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД ТАЯНИЯ ЛЬДА
INFLUENCE OF ABIOTIC FACTORS ON THE CONTENT OF CHLOROPHYLL-A IN THE AREAS OF THE KARA SEA DURING ICE MELTING

Геттих Нелли Павловна¹, Евенкова Татьяна Дмитриевна¹, Костылева Анна Владимировна², Казакова Ульяна Александровна³, Осадчиев Александр Александрович², Степанова Наталья Борисовна^{2,4}
Gettih Nelly Pavlovna¹, Evenkova Tatyana Dmitrievna¹, Kostyleva Anna Vladimirovna², Kazakova Ulyana Aleksandrovna³, Osadchiev Aleksandr Aleksandrovich², Stepanova Natalia Borisovna^{2,4}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

² Институт океанологии им. П. П. Ширишова Российской академии наук, г. Москва

³ Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, г. Москва

⁴ Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), г. Долгопрудный

¹ Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg

² The Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow

³ Moscow State University, Moscow

⁴ Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny

Материалы и методы

Гидрохимические исследования проводились в рамках 58-й экспедиции НИС «Академик Иоффе» в Карском море по программе Плавающий университет ИО РАН и МФТИ. В настоящей работе рассмотрены гидролого-гидрохимические станции, расположенные вдоль ледовой кромки, которые условно можно разделить на два «ледовых» полигона – южный (станции 3965, 3966, 3967) и северный (станции 3969, 3970), географическое положение которых показано на рис.1. Работы в этих районах проводились с 19 по 20 августа 2021 года.

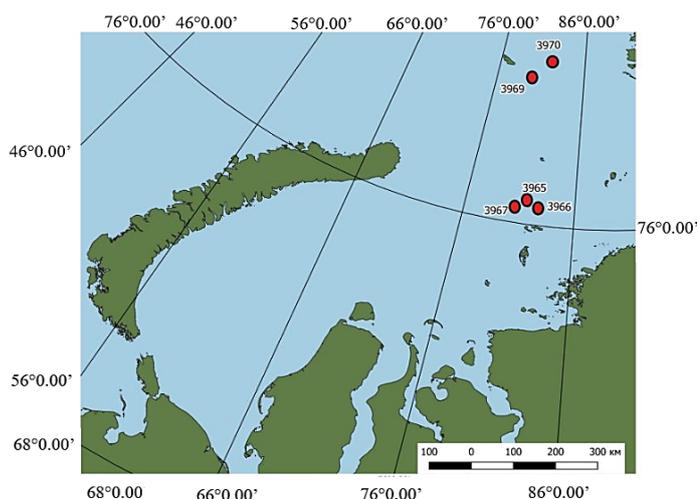


Рис.1 Карта расположения точек отбора проб

Горизонты отбора проб выбирались в зависимости от термогалинных условий. Пробоотбор осуществлялся при помощи пластиковых батометров Нискина. Сразу же после отбора проводилась фиксация проб на растворенный кислород и аммонийный азот. Последующий анализ гидрохимических показателей проводился в судовой лаборатории по стандартным методикам [Руководство..., 2003]. Был определен полный комплекс

гидрохимических параметров: растворенный кислород, рН, общая щелочность, соленость, минеральный фосфор, силикаты, нитраты, нитриты, растворенный в воде аммонийный азот, а также хлорофилл-а [Holm-Hansen and Riemann, 1978]. В работе сделан упор на рассмотрении содержания основных биогенных элементов и хлорофилла-а.

Результаты

Биогенные элементы

Распределение минеральных форм азота имело схожие черты среди всех станций южного полигона (рис. 2). Содержание нитритов (NO_2) и нитратов (NO_3) возрастало по мере увеличения глубины, а минимальное значение наблюдалось на поверхности. В границах южного полигона минимум для обеих форм был равен аналитическому нулю, максимум – $0.16 \mu\text{M}$ и $4.88 \mu\text{M}$, среднее значение – 0.05 и $1.34 \mu\text{M}$ для нитритной и нитратной форм азота соответственно. Распределение аммонийного азота (NH_4) можно охарактеризовать следующим образом: по мере увеличения глубины концентрация постепенно возрастала и достигала максимального значения на глубине 10–20 м, затем уменьшалась в более глубоких слоях до минимальной величины. Наибольшее содержание аммонийного азота для южных станций составило $0.48 \mu\text{M}$, наименьшее $0.12 \mu\text{M}$, среднее значение $0.31 \mu\text{M}$.

На всех трех станциях (3965; 3966; 3967) южного полигона наблюдалось увеличение концентрации фосфатов (PO_4) с глубиной, так минимальное значение на полигоне составило $0.11 \mu\text{M}$, максимальное – $0.59 \mu\text{M}$ (на ст. 5967 на глубине 54.5 м), среднее – $0.29 \mu\text{M}$ (рис.2).

Содержание кремния (Si) на станции 3965 южного полигона увеличивалось по мере увеличения глубины (рис. 2). На двух других станциях наибольшие концентрации кремния были отмечены в поверхностном слое (рис. 3). Содержание кремния снижалось от поверхности до глубины около 10 м с последующим его увеличением с глубиной, Минимальное значение Si составило $1.21 \mu\text{M}$, максимальное – $12.00 \mu\text{M}$, среднее – $6.56 \mu\text{M}$.

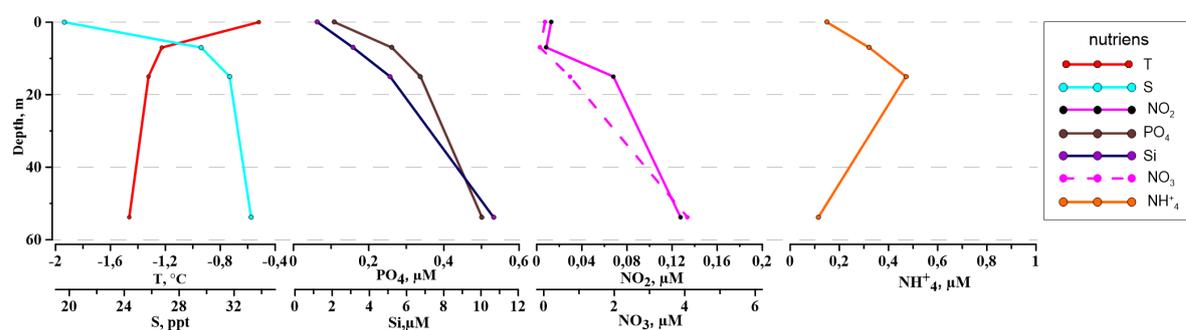


Рис. 2 Распределение биогенных элементов на ст.3965 (южный «ледовый» полигон)

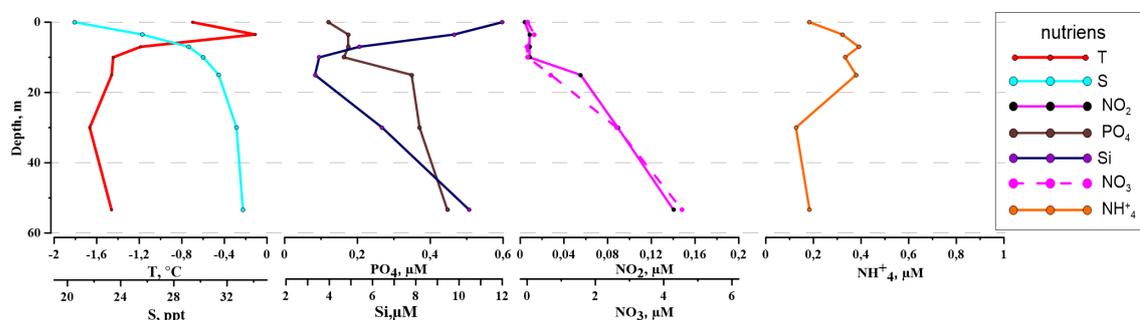


Рис. 3 Распределение биогенных элементов на ст.3966 (южный «ледовый» полигон)

В целом характер распределения минеральных форм азота в водах северного полигона аналогичен южному (рис. 4). Однако стоит отметить следующее различие: максимум и минимум содержания несколько сместился. Так, минимальные значения наблюдались в подповерхностном слое для всех форм азота, и, в случае с аммонийным азотом, максимальные значения были отмечены на глубине 30 м. В районе северных станций

максимальное содержание нитритного и нитратного азота составило 0.14 и 6.17 μM соответственно; минимальное было равно аналитическому нулю; среднее значение – 0.07 и 2.27 μM . Концентрация аммонийного азота на северном полигоне, как и на южном не превышала 1 μM , при этом минимум соответствовал 0.12 μM , максимум – 0.94 μM , а среднее значение составило 0.49 μM .

Характер распределения минерального фосфора на северном полигоне (3969; 3970) аналогичен южному. Минимальное значение для фосфатов было равно 0.02 μM , максимальное – 0.45 μM (на глубинах, ниже 30 м), среднее – 0.24 μM .

Содержание кремния на северном полигоне: минимальное значение составляло 0.15 μM , максимальное – 2.40 μM , среднее – 0.69 μM .

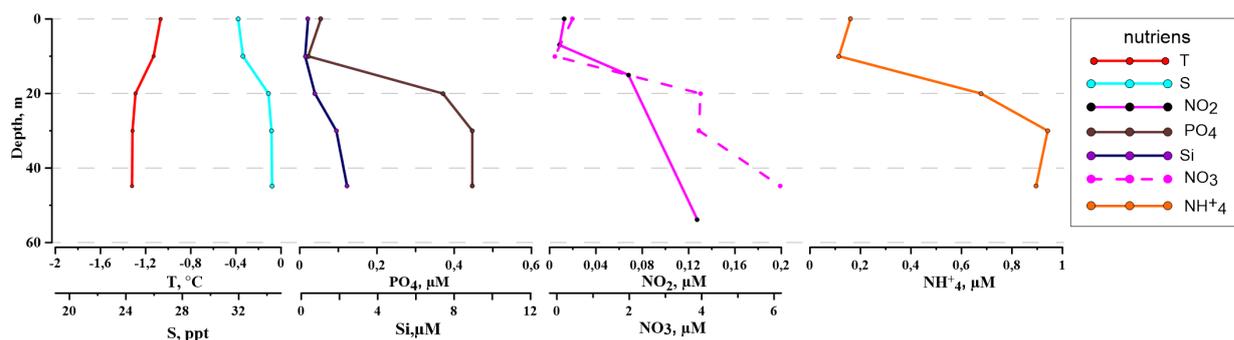


Рис. 4 Распределение биогенных элементов на ст.3969 (северный полигон)

При сравнении северных и южных станций были отмечены существенные различия в содержании кремния. Среднее и максимальное значения Si на южном полигоне в 9,5 и в 5 раз, соответственно, больше, чем на северном полигоне, что может характеризовать ледовую кромку как существенный источник кремния. Среднее содержание нитратного азота на северном полигоне в 1,7 раз больше, чем на южном. Существенной разницы в характере распределения и концентрации фосфатов, нитритного и аммонийного азота обнаружено не было.

Содержание хлорофилла-а

Максимальная величина хлорофилла-а (2.66 мкг/л) была зафиксирована на северном полигоне (ст.3969) на глубине 20 м. На станции 3970 содержание хлорофилла-а не поднималось выше 0.20 мкг/л. Минимальная концентрация, наблюдаемая на северном ледовом полигоне, была равна, 0.09 мкг/л. На всех станциях южного полигона содержание хлорофилла-а было минимальным (около 0.1 мкг/л на глубинах от 3 до 55 м), и только на поверхности увеличивалось, не превышая 0,34 мкг/л. При этом среднее значение и медиана хлорофилла-а в водах северного полигона в 5,8 раз и в 3,2 раза больше соответственно, чем в водах южного.

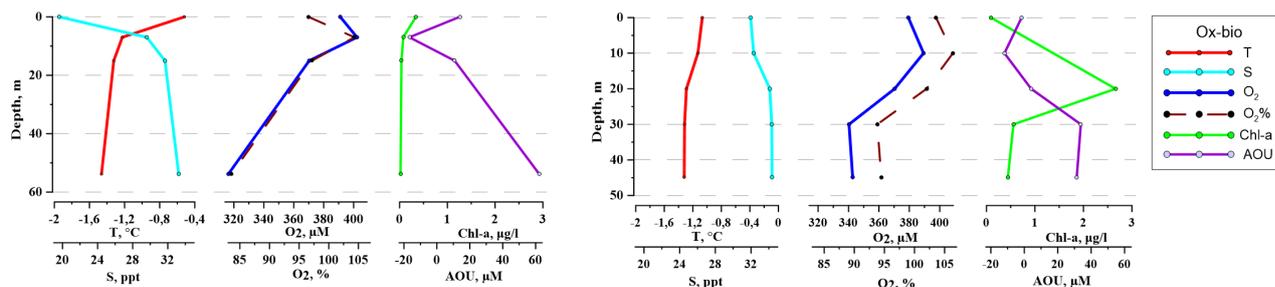


Рис. 5 Распределение хлорофилла-а на ст. 3965 (слева) и ст.3969 (справа)

Обсуждение и выводы

Согласно ряду работ, концентрации биогенных элементов, лимитирующие развитие фитопланктона, составляют 0,9, 0,5 и 2 μM для NO_3 , PO_4 и Si соответственно [Демидов А. Б., 2018]. Тем не менее при сравнении южных и северных станций существенные различия в распределении биогенных элементов в водной толще замечены не были, за исключением поведения и величины кремния, а также средней величины нитратного азота. При этом низкое содержание фосфора, нитритов и нитратов на поверхности и увеличение их концентрации с глубиной может говорить о том, что при таянии льда эти биогенные элементы, привносятся не существенно, а их восполнение происходит в основном за счёт процессов рециклинга [Пивоваров С. В., 2000]. Стоит подчеркнуть, что таяние льдов, а именно поступление в систему кремния, на южном полигоне не принесло видимых изменений в содержании хлорофилла-а. Существенная концентрация хлорофилла-а была отмечена на станции 3969 на глубине 20 м. При этом на всех станциях, включая ст. 3969, на глубинах от нуля до 50 м содержание минерального фосфора было ниже лимитирующего. Вместе с этим максимальное значение хлорофилла-а было обнаружено в водах северного ледового полигона, где солёность поверхностного слоя незначительно отличалась от солёности более глубоких вод, а минимальные значения зафиксированы на южном ледовом полигоне, где в большей степени происходит опреснение поверхностных вод моря при таянии льда. Такое обстоятельство дает основания предполагать, что при таянии льда могут меняться световые условия за счёт увеличения мутности, из чего следует, что в данном конкретном случае свет может выступить лимитирующим фактором, влияющим на содержание хлорофилла-а, а не биогенные элементы. Также не стоит забывать, что работы проводились в августе, когда пик "цветения" уже прошел. Подводя итоги, можно выделить следующие выводы:

1. Лед может являться существенным источником кремния в поверхностных водах Карского моря, что нельзя сказать про другие биогенные элементы;
2. Биогенные элементы в рассматриваемом в данной работе районе не проявили себя в качестве ключевого фактора, определяющего величину хлорофилла-а

Благодарности

Работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования, а также в рамках госзадания ИОРАН (тема № 0128–2021–0007), при поддержке РНФ (проект №19–17–00196).

Список литературы

Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. Ред. Сапожников В. В. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.

Holm-Hansen O, Riemann B. Chlorophyll-a determination: improvements in methodology // *Oikos*. 1978. Vol. 30. pp. 438–447.

Демидов А. Б. Первичная продукция Карского моря: особенности формирования, оценка и долговременная изменчивость. Диссертация на соискание ученой степени доктора биологических наук / Демидов Андрей Борисович; Институт океанологии им. П. П. Ширшова Российской академии наук. - Москва, 2018. - 366 с.

Пивоваров С. В. Химическая океанография арктических морей России / С. В. Пивоваров; Федер. целевая программа "Гос. поддержка интеграции высш. образования и фундам. науки на 1997–2000 гг.". СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 88 с.

УДК 556

МОРСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА БАЗЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОГРАММ
ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ.

MARINE RESEARCH ON THE BASIS OF EDUCATIONAL PROGRAMS OF THE
GEOGRAPHICAL FACULTY OF MSU

**Онищенко Надежда Артёмовна, Самборский Тарас Владимирович, Калинин
Михаил Александрович, Швед Вера Андреевна**

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Onishchenko Nadezhda, Samborsky Taras, Kalinin Mikhail, Shved Vera

Moscow State University

Введение

Начиная с 1994 г. и по настоящее время студенты кафедры океанологии географического факультета МГУ совместно с сотрудниками ИО РАН и его Южного отделения во время учебных практик проводят совместные исследования в районе г. Геленджик. Исследования ведутся при разных синоптических ситуациях. Отличительной чертой работ, проведенных в июне-июле 2021 г. стало то, что практика сопровождалась экстремальными осадками, крайне редкими для Черноморского побережья. В рамках практики проведены батиметрическая, гидрологическая, гидрохимическая съемки Голубой бухты, срочные измерения с трех точек пирса, гидрологическая съемка Геленджикской бухты, исследование пляжа на макропластик.

Проведенные работы и анализ полученных результатов

13.06.2021 г. проведена гидрологическая съемка Голубой бухты. На основе полученных данных с помощью программы Surfer построены карты распределения температуры и солености на разных глубинах акватории (рис.1-4). В поверхностном слое температура воды изменяется от 18 до 23°C. Минимальные температуры наблюдаются в районе впадения р. Ашамба в бухту. Минимальная соленость (менее 5,5 епс) наблюдается в районе р. Ашамба и западнее (опресняющее действие реки). Соленость изменяется от 3,5 до 16 епс. Более соленые воды в восточной части бухты, а также некоторое удаление минимумов температуры и солености от устья реки объясняются юго-восточным ветром в дни проведения гидрологической съемки. В придонном слое сохраняются характерные небольшие значения солености (15,1 епс) в районе реки Ашамба. В центральной части бухты формируется придонный слой, заходят воды с температурой от 12°C и соленостью более 18,4 епс.

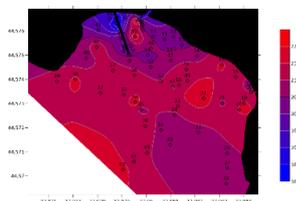


Рис.1. Распределение температуры в Голубой бухте в поверхностном слое

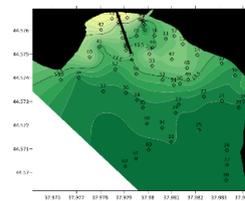


Рис.2. Распределение солености в Голубой бухте в поверхностном слое

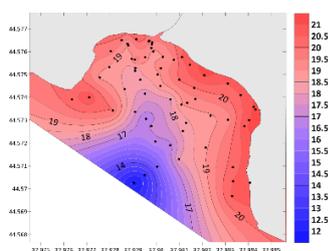


Рис.3. Распределение температуры в Голубой бухте в придонном слое

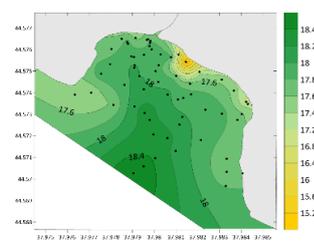


Рис.4. Распределение температуры в Голубой бухте в придонном слое

Также в июне были проведены батиметрические съемки Голубой бухты с помощью Garmin GPSmap 585. По данным эхолота построена батиметрическая карта бухты (рис.5).

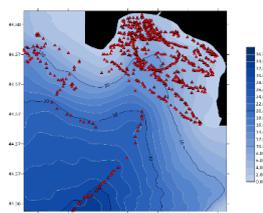


Рис.5. Батиметрическая карта Голубой бухты и близлежащей акватории.

Гидрохимическая съемка Голубой бухты проводилась 19.06.2021. В Голубой бухте выражена динамика вод по времени и пространству, гидрохимические показатели имеют неоднородное распределение. Для ее анализа было отобрано 13 проб воды из поверхностного слоя и 6 – из придонного.

Распределение pH

В поверхностном слое pH имеет минимум (8,22) к югу от западного мыса и максимум (>8,5) к западу от причала. Максимум связан с жизнедеятельностью водорослей, которые произрастают на мелководье у западного берега (этой же точке соответствует максимум растворенного кислорода, производимого этими водорослями). Минимум в северной части обнаруживает связь с низкой соленостью. Это, вероятно, связано с влиянием р. Ашамбы, которая приносит более пресные и кислые воды, перенесенные ветром на запад вдоль берега.

Распределение кислорода

Анализ карт распределения кислорода (рис.7) показывает, что абсолютное и относительное содержание кислорода максимальное в северо-западной части бухты. Относительно содержание в поверхностном слое колеблется в диапазоне от 102% до 151%, а абсолютное – от 5.5 до 8 мл/л.

Распределение фосфора

Распределение растворенного фосфора в поверхностных водах Голубой бухты достаточно равномерное (уменьшается по мере удаления от берега и устья Ашамбы), содержание фосфатов не превышает 0.2 мкг-ат/л. Минимум выражен в западной части бухты (точка 8), где идет активное потребление фосфатов водорослями при фотосинтезе. Локальный максимум может быть связан с распределением речного стока по поверхности. Интенсивность волнового перемешивания вод также играет роль в формировании этой картины.

Азот

В результате гидрохимической съемки Голубой бухты были получены схемы распределения нитритного азота. Его содержание напрямую зависит от содержания в среде кислорода и, соответственно, способности среды окислять нитриты до нитратов. Действительно, минимум нитритов соответствует максимуму кислорода в западной части бухты, где макрофиты активно фотосинтезируют.

Кремний

Во время съемки решающим фактором содержания кремния стала близость к берегу и устью р. Ашамбы – оно равномерно уменьшается в направлении открытого моря. В самом устье реки наблюдается максимум концентрации кремния – 136 мкг-ат/л. Минимум вблизи точки 8 может быть связан с деятельностью биоты, потребляющей соединения кремния в процессе жизнедеятельности. Увеличенное содержание кремния вблизи точки 11 может быть объяснено ветровым сгоном речной струи в юго-восточном направлении.

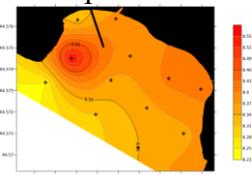


Рис.6 Распределение pH в поверхностном слое.

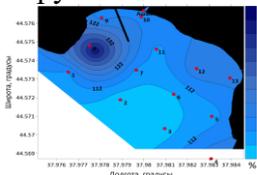


Рис.7 Содержание O₂ (мл/л) в поверхностном слое

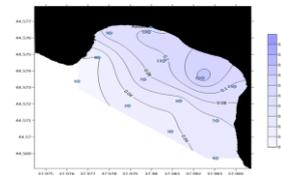


Рис.8 Распределение фосфатов в поверхностном слое

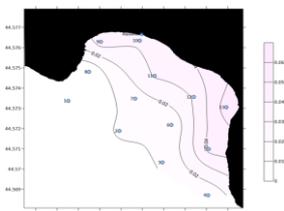


Рис.9 Распределение нитритов в поверхностном слое

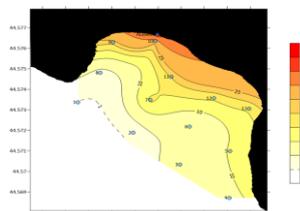


Рис.10 Распределение кремния в поверхностном слое

Помимо измерений гидрохимических показателей воды, мы также исследовали динамику температуры (точка в районе пирса) по данным, полученных с датчиков Seamon, установленных на термокесе, и CTD-зондов YSI 6600 и YSI CastAway.

Анализируя результаты, можно отметить, что с 16 по 18 июня ярко выражены языки холодной воды с понижением температур, что было вызвано апвеллингом. Минимальное значение температуры (11,4°C) наблюдалось на глубине 5,19 м. Максимальная температура (26,2°C) наблюдалась 28 июня на глубине 1,44 м. Однако если учитывать датчик, находящийся над поверхностью, его максимальное записанное значение равно 29,8°C.

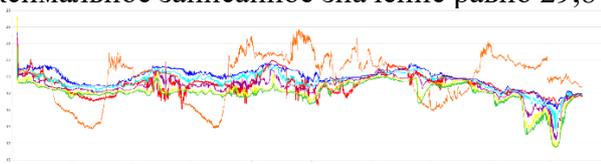


Рис.11 Изменение температуры воды Голубой бухты в период с 12.06 по 17.06 по данным термокесы

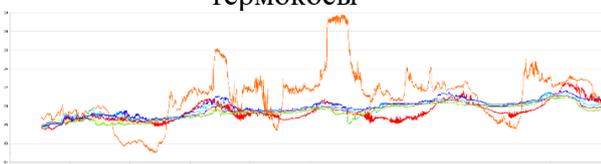


Рис.12 Изменение температуры воды Голубой бухты в период с 17.06 по 22.06 по данным термокесы



Рис.13 Изменение температуры воды Голубой бухты в период с 27.06 по 01.07 по данным термокесы

На графиках хорошо прослеживается зависимость температуры вод от температуры воздуха. Также температуры поверхностного слоя ниже или близки к значениям температуры на глубине 1,44 м, что связано с влиянием реки Ашамба. Штормовые условия привели к интенсивному перемешиванию: на всех наблюдаемых 18 июня наблюдаются близкие значения температуры.

Исследование макропластика

Исследуемый полигон находится в непосредственной близости (менее 200 м) к устью р. Ашамбы, туристическому пляжу и путям малых судов. Большая часть идентифицируемого мусора связана с туристической деятельностью. Мусор из искусственных полимеров превалирует над мусором из прочих материалов. Штормовые условия (и, соответственно, выброс мусора морем) в первую неделю июня с большой вероятностью способствовали именно такой картине загрязнения пляжа.

Список литературы

1. Ерофеева И. А., Михайлов В.А., Рогожин В.С., Самборский Т.В. Экологическое состояние вод Голубой бухты города Геленджик – Москва, 2017.
2. Чекалов В. П. Потребление кислорода в зоне контакта водных масс верхней границы сероводородного слоя с донными осадками (Чёрное море). Экосистемы. 2016. – С. 53–59.
3. Medvedev I. P. Tides in the Black Sea: observations and numerical modelling // Pure and Applied Geophysics. – 2018. – V. 175. – No. 6. – P. 1951-1969.

УДК 551.521.327, 504.32, 551.501.776, 551.508.761

АППРОКСИМАЦИЯ ПОТОКА ПРИХОДЯЩЕЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ ПО ОПТИЧЕСКИМ ШИРОКОУГОЛЬНЫМ СНИМКАМ НЕБОСВОДА.

APPROXIMATING DOWNWARD SHORTWAVE RADIATION FLUX USING ALL-SKY FISH-EYE OPTICAL IMAGERY.

Кошкина Василиса Сергеевна¹, Криницкий Михаил Алексеевич², Аникин Никита Николаевич¹, Борисов Михаил Андреевич¹, Осадчиев Александр Александрович², Степанова Наталья Борисовна^{1,2}

¹*Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет)*

²*Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, (117997) Россия, Москва, Нахимовский проспект, д.36*

Koshkina Vasilisa Sergeevna¹, Krinitzkiy Mikhail Alekseevich², Anikin Nikita Nikolaevich¹, Borisov Mikhail Andreevich¹, Osadchiev Alexander Alexandrovich², Stepanova Natalia Borisovna^{1,2}

¹*Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University)*

²*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences*

Введение

Основным источником энергии в системе океан-атмосфера является солнечная радиация. Главным физическим фактором, ограничивающим потоки приходящей радиации, является отражение на верхней границе облаков. Облачный покров днем уменьшает приток солнечной радиации к поверхности земли, а ночью заметно ослабляет ее излучение. Как следствие, снижается скорость охлаждения поверхности, что существенно снижает амплитуду суточного хода температуры воздуха и почвы. Это влечет за собой соответствующие изменения и других метеорологических величин. Функционирование сельского хозяйства, транспорта и прежде всего авиации, курортов, предприятий альтернативной энергетики и других отраслей экономики в той или иной степени зависит от количества и формы облаков.

Для вычисления приходящих на поверхность потоков коротковолновой и длинноволновой радиации в современных моделях климатического прогноза и прогноза погоды могут применяться физические модели, описывающие прохождение излучения через двухфазную среду (облачность). Однако этот вариант оценки вычислительно чрезвычайно затратен. Вместо таких моделей применяют т.н. параметризации - упрощенные схемы оценки приходящих потоков, определяющими характеристиками в которых являются балл общей облачности (БОО), балл нижней облачности (БНО), высота Солнца, состояние диска Солнца (СДС) и др. Существующие параметризации являются эмпирическими закономерностями. Как следствие, в них может не учитываться всё разнообразие облачных ситуаций, встречающихся в природе, что может приводить к снижению качеству аппроксимации приходящих радиационных потоков. Цель настоящей работы — повысить точность существующей оценки приходящего коротковолнового потока по характеристикам облачности. Конкретная задача, решаемая в настоящем исследовании — построение модели машинного обучения (МО) для аппроксимации потока приходящей коротковолновой радиации на основе визуальных сцен видимой полусферы небосвода. Мы решали эту задачу

в предположении, что в фотографии полностью заключена информация о приходящем коротковолновом излучении.

Данные и методы

Для решения этой задачи в экспедиции АИ-58 на НИС «Академик Иоффе» были проведены попутные измерения приходящего коротковолнового потока и оптическая съемка облачности. На основе этих данных были построены и оптимизированы модели машинного обучения и оценены показатели качества полученных решений. В рамках работ экспедиции было собрано 542`528 фотографий и 342`078 осредненных значений приходящего суммарного коротковолнового потока. Радиация осредняется по 10-секундным интервалам, фотосъемка производится с частотой 0,1 Гц. В нашей работе для сбора данных использовались радиометр Kipp&Zonen CNR-1 и клауд-камера «SAIL cloud v.2». Угол обзора сенсоров Kipp&Zonen CNR-1 составляет 180° в обеих вертикальных плоскостях. Угол обзора клауд-камеры аналогичен. Фотографии, получаемые с клауд-камеры типа рыбий глаз, имеют высокое разрешение 1920*1920 px. с глубиной цвета 8 bit в цветовой модели RGB. Баланс белого и выдержка настраиваются автоматически для максимально комфортного визуального восприятия. В настоящем исследовании используются только данные, полученные в светлое время суток, когда высота Солнца над горизонтом превышала 5°, а поток приходящей коротковолновой солнечной радиации превышал 5 Вт/м². Преобладающими формами облаков в Арктике являются слоисто-кучевые (Sc) и слоистые (St). Кроме того, в Карском море часто наблюдался туман, который в 17% наблюдений являлся препятствием для оценки характеристик облачности. Более чем в 38% случаев, в которых была возможность определить типы и количество облачности, обязательно присутствовали облака вида Sc und.

В нашем исследовании задача аппроксимации коротковолнового потока по фотографиям облачности решается в подходе машинного обучения. В терминах МО событием будет являться облачная ситуация в данный момент времени, объектами - широкоугольные снимки видимой полусферы неба, а целевой переменной (target value) - значение потока приходящей коротковолновой радиации (в Вт/м²). Сформулированная нами задача является задачей восстановления регрессии с применением методов "обучения с учителем". Для применения моделей МО строится действительное признаковое описание (162 признака). Для формирования признакового описания на вещественных полях (RGB-, HSV-каналы) вычислялись следующие статистики по области снимка с применением маски: минимальное и максимальное значения, среднее арифметическое, центральные моменты распределения (дисперсия, коэффициент асимметрии, коэффициент эксцесса), набор перцентилей от 5 до 95 с шагом в 5, а также 1 и 99 перцентиль.

В ходе исследования мы применили несколько видов моделей МО: ансамблевые модели Random Forest [Breiman, 2001] (Случайные леса) и Gradient Boosting [Prokhorenkova et al., 2017], [Ke et al., 2017], [Chen et al., 2016] (Градиентный бустинг на решающих пнях), линейную регрессию, а также полносвязную искусственную нейронную сеть [Minsky et al., 1969]. Для оценки качества были использованы меры качества RMSE - среднеквадратичная ошибка и R² - коэффициент детерминации. Обучение модели проводилось на тренировочной выборке, а оценка качества – на заранее отложенной тестовой выборке. Соотношение объемов тестовой и тренировочной выборок составляет 1:3. Для обеспечения достоверности качества на тестовой выборке, мы убедились в том, что распределения целевой переменной в обеих выборках близки.

Результаты

В таблице приведены конфигурации моделей и меры качества, полученные по результатам их оптимизации.

Таблица 1. Показатели качества моделей МО, протестированных в исследовании

Модель	Характеристики	RMSE, Вт/м ²	R ²
Случайные леса	350 членов ансамбля; максимальная глубина деревьев: 12	37,2	0,95
Градиентный бустинг	500 членов ансамбля; максимальная глубина деревьев: 10	43,5	0,92
Линейная регрессия	-	53,3	0,90
Искусственная нейронная сеть	Ширина 512, 4 слоя, функция активации Sigmoid	51,1	0,91

Из таблицы результатов видно, что в мерах RMSE и R² лучшее качество имеет ансамблевая модель Случайные леса. При этом следует отметить, что искусственная нейронная сеть, от которой ожидалось лучшее качество, не продемонстрировала достаточно точной аппроксимации. Линейная модель ожидаемо имеет наихудшее качество, однако обладает свойством экономичности в смысле вычислительных ресурсов.

В настоящей работе была построена и обучена модель МО для аппроксимации потока приходящей коротковолновой радиации по данным визуальных сцен видимой полусферы небосвода, а также проведена оценка качества полученной модели. Обученная на данных, собранных в экспедиции АИ-58, наилучшая модель (Случайные леса) имеет следующую конфигурацию: число членов ансамбля – 350, максимальная глубина деревьев – 12. Мера качества полученной модели $RMSE = 37,2 \text{ Вт/м}^2$, что лучше по сравнению с существующей параметризацией LVOAMKI, которая предоставляет оценки приходящего коротковолнового потока со среднеквадратичной ошибкой на уровне 62 Вт/м^2 .

Заключение

Полученные результаты позволяют выдвинуть предположение о возможности получения информации о потоке приходящей коротковолновой радиации напрямую из фотографии. Такой способ оценки потока может быть особенно полезен, например, в задачах прогноза выработки солнечных электростанций.

В настоящей работе не исследовался вопрос статистических выбросов в наборе полученных данных, которые могут оказывать существенное влияние на качество аппроксимации, например, в случае линейных моделей. В дальнейшем планируется отфильтровать аномалии, что может повысить качество и обобщающую способность получаемых моделей МО. Кроме этого, планируется решить задачу аппроксимации приходящего радиационного потока с использованием новых структурных признаков, вычисленных с помощью свёрточной нейронной сети. Такие признаки описывают пространственное распределение визуальных особенностей на фотографиях, что более выразительно отражает характеристики облачности по сравнению со статистиками, использованными в настоящем исследовании. Также планируется решить задачу аппроксимации потоков с помощью искусственной нейронной сети в подходе end-to-end.

Благодарность

Работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ.

Список литературы

Breiman L. Random Forests // Machine Learning. 2001. № 1 (45). С. 5–32.

Prokhorenkova L. [и др.]. CatBoost: unbiased boosting with categorical features // arXiv:1706.09516 [cs]. 2017.

Ke G. [и др.]. LightGBM: A Highly Efficient Gradient Boosting Decision Tree под ред. I. Guyon [и др.], Curran Associates, Inc., 2017. С. 3146–3154.

Chen T., Guestrin C. XGBoost: A Scalable Tree Boosting System KDD '16 / New York, NY, USA: ACM, 2016. С. 785–794.

Minsky M., Papert S. A. Perceptrons / M. Minsky, S. A. Papert, Cambridge: MIT Press, 1969. 258 с.

УДК 551.521.327, 504.32, 551.501.776, 551.508.761

ОЦЕНКА НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ В НАБЛЮДЕНИЯХ ХАРАКТЕРИСТИК
ОБЛАЧНОСТИ В АРКТИКЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ АИ-58

ON THE UNCERTAINTY OF THE OBSERVED CLOUD CHARACTERISTICS OVER THE
ARCTIC OCEAN BASED ON THE RESULTS OF AI-58 CAMPAIGN

Борисов Михаил Андреевич¹, Криницкий Михаил Алексеевич², Осадчиев Александр Александрович², Степанова Наталья Борисовна²

1 федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет)», Москва

2 Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва

Borisov Mikhail Andreevich¹, Krinitzkiy Mikhail Alekseevich², Osadchiev Alexander Alexandrovich², Stepanova Natalia Borisovna²

1 Moscow Institute of Physics and Technology, MIPT

2 Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

Солнце является ближайшим естественным источником радиации, как коротковолновой, так и длинноволновой. Состояние атмосферы, а в особенности Балл Общей Облачности (БОО) и Балл Нижней Облачности (БНО) [1], наиболее сильно влияет на поток приходящей солнечной радиации на поверхность. На данный момент количество и типы облачности оцениваются только экспертом при помощи визуального наблюдения, и такая оценка считается абсолютно достоверной [2,3,4]. Однако известно, что показания наблюдателя подвержены ошибкам вследствие субъективности восприятия визуальной сцены облачности. Неопределенность оценок наблюдателя может приводить к существенным неточностям в системах оперативного прогноза погоды. Кроме того, отсутствие знания об ошибке наблюдений не позволяет оценивать соответствующую неопределенность климатических трендов характеристик облачности. В рамках настоящей работы мы исследовали неопределенность оценок БОО, БНО.

Для проведения такого исследования мы провели эксперимент, заключающийся в синхронном наблюдении одной и той же облачной ситуации несколькими наблюдателями. Эксперимент проводился на борту судна «Академик Иоффе» в научно-исследовательском рейсе «АИ-58» с 18.08.2021 по 06.09.2021 в Карском, Балтийском и Белых морях. Каждые сутки по судовому времени в 09:00, 12:00, 15:00, 18:00 участники эксперимента производили оценку БОО, БНО, СДС и типов облачности. При этом с 09.08.2021 по 17.08.2021 проводилось обучение экспертов стандартной методике метеорологических наблюдений в отношении характеристик облачности. Оценка указанных характеристик проводилась согласно руководству Всемирной метеорологической организации [5], которое, в том числе, регулирует способ наблюдений. Чтобы удовлетворять требованиям руководства, экспертам был обеспечен достаточный обзор небосвода, для чего они располагались на верхней палубе судна. Во время наблюдений эксперты находились на удаленном друг от друга расстоянии для исключения коллегиальной оценки параметров облачности. Таким образом, множеством независимых экспертов в настоящем эксперименте моделируется случайная оценка одиночного эксперта, независимо наблюдающего одну и ту же облачную ситуацию. Каждый наблюдатель вносил

свои показания в собственный журнал наблюдений, что позволило дополнительно обеспечить независимость оценок.

В эксперименте приняло участие 19 экспертов, трое из которых имели опыт метеорологических наблюдений до этого эксперимента. Трое наблюдателей имеют ученую степень. Оставшиеся 16 наблюдателей являются студентами или выпускниками бакалавриата или магистратуры различных годов обучения. В составе 19 наблюдателей участвовало 12 женщин и 7 мужчин. Было произведено 78 наблюдательных сроков, количество наблюдателей в различные сроки варьировалось от 5 до 19 участников. В среднем характеристики облачности оценивали 12 участников. Подавляющая часть наблюдений происходило при максимальных значениях БОО и НБО (8 окт), при СДС в состоянии «Пасмурно», преобладающий тип облачности — *Stratocumulus undulatus*. Вследствие этого, отклонения в оценке характеристик облачности для периода с 18.08 по 30.08 минимальны. Аналогично, при минимальной облачности разброс показаний наблюдателей мал. Кроме этого, 20 наблюдений проводилось в условиях тумана, который затруднял оценку характеристик облачности. В единичных случаях было зафиксировано СДС S^2 - менее, чем в 10% наблюдений. Вследствие этого полученная выборка данных является несбалансированной.

В настоящем исследовании мы характеризуем неопределенность показаний наблюдателей относительно БОО и НБО в двух мерах: среднеквадратичное отклонение для конкретного срока наблюдения, а также «разброс мнений» - разность между максимальным и минимальным показаниями экспертов для конкретного срока. По вышеперечисленным отклонениям были построены диаграммы соответствующих мер неопределенности (рис. 1). На диаграммах видно, что разброс в показаниях экспертов становится минимальным при приближении к максимальным значениям БОО. В то же время разброс мнений относительно БНО может достигать 8 окт, что связано с неопределенностью классификации типов облачности (рис. 1г). Такая ситуация имеет место, например, когда нет возможности достоверно оценить высоту облаков и, как следствие, ярусность наблюдаемой облачности.

На рис. 1а видно, что среднеквадратичное отклонение БОО от среднего лишь однажды превышает 1,5 окт, кроме этого видно, что нет наблюдений со средним количеством облачности (4 -5 окт). На рис. 1б наблюдается аналогичная картина распределения разброса мнений, здесь он не превышает 3 окт. На рис. 1в для БНО получен аналогичный результат для среднеквадратичного отклонения, то есть среднеквадратичное отклонение крайне редко превышает 1,5 окт. При этом на рис. 1г наблюдается наибольший диапазон значений разброса мнений БНО, вплоть до 8 окт, который объясняется тем, что эксперты по-разному ярусность облачности. По этой же причине для БНО на рис. 1в и рис. 1г наблюдаются осредненные показания экспертов в диапазоне от 0 до 8 окт.

солнечной радиации. В дальнейшем планируется оценить неопределенность показаний в отношении типов облачности, а также повторить эксперимент в других регионах Мирового океана для расширения разнообразия наблюдаемых облачных ситуаций, в которых можно ожидать больший разброс мнений экспертов, а так же для формирования выборки, сбалансированной по синоптическим условиям.

Работа выполнена в рамках программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования и Фонда целевого капитала МФТИ

Список литературы

1. Aleksandrova M. P., Gulev S. K., Sinitsyn A. V. An improvement of parametrization of short-wave radiation at the sea surface on the basis of direct measurements in the Atlantic // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2007. № 4 (32). С. 245–251.

2. РД 52.04.585-97. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 9 «Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях», часть III «Гидрометеорологические наблюдения, производимые штурманским составом на морских судах», Гл. 6.7 «Облака» М.: Росгидромет, 1997.С. 71–79.

3. РД 52.04.562-96. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 5 «Актинометрические наблюдения на станциях», , часть I «Метеорологические параметры и оптические характеристики атмосферы, определяемые при выполнении актинометрических наблюдений» М.: Росгидромет, 1996.С. 15–17.

4. РД 52.04.316-92. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 9 «Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях», часть II «Гидрометеорологические наблюдения на судовых станциях, проводимые штатными наблюдателями», Гл. 8.8 «Облачность» // М.: Росгидромет, 1992.С. 71–79.

5. World Meteorological Organization (WMO) Guide to Instruments and Methods of Observation / World Meteorological Organization (WMO), 2018 Edition, Geneva: WMO, 2018. 224 P.

АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ
КАРСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ИЗМЕРЕНИЙ ИК-РАДИОМЕТРА С БОРТА СУДНА.
ANALYSIS OF THE KARA SEA SST BASED ON SHIP MEASUREMENTS WITH IK-
RADIOMETER.

**Марчук Екатерина Артёмовна¹, Репина Ирина Анатольевна^{1,2}, Козлов Игорь
Евгеньевич³, Осадчиев Александр Александрович⁴, Степанова Наталия Борисовна^{4,5}**

¹ *Институт Физики Атмосферы им. А.М. Обухова РАН*

² *НИВЦ МГУ им. М.В. Ломоносова*

³ *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь*

⁴ *Институт Океанологии им. П.П. Ширшова*

⁵ *МФТИ, ФАКИ, кафедра термодинамики океана*

**Marchuck Ekaterina Artemovna¹, Repina Irina Anatolievna^{1,2}, Kozlov Igor Evgenievich³,
Osadchiev Aleksander Aleksandrovich⁴, Stepanova Natalya Borisovna^{4,5}**

¹ *A.M.Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS*

² *Research Computing Center, Lomonosov Moscow State University*

³ *Marin Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol*

⁴ *Shirshov Institute of Oceanology RAS*

⁵ *MIPT, Department of Aerophysics and Space Research*

Введение

Температура поверхности океана — важная для океанологии характеристика. С помощью неё можно исследовать взаимодействие океана и атмосферы, одновременно с этим она служит маркером при проявлениях различных внутриокеанических процессов на поверхности. Непосредственное измерение температуры морской поверхности, особенно при наличии льдов, достаточно трудоемко. Применение контактных методов не всегда возможно, а спутниковые данные, ко всему прочему, имеют не достаточное пространственное разрешения и точность для задачи обнаружения вихрей и внутренних волн на поверхности моря.

В последнее время учёные всё больше внимания уделяют мезомасштабным процессам, пытаясь детальнее изучить энергомассообмен на более крупных масштабах. Океанология - не исключения. Вихри и внутренние волны непосредственно участвуют в переносе тепла, энергии и импульса внутри океана. Большинство исследователей предпочитают выделять данные явления по спутниковым РСА снимкам из-за дороговизны контактных измерений. Тем не менее, эксперименты по сбору подспутниковой информации неоднократно проводились в мировой практике [Johannessen et al.,1996; Marmorino et al., 2010].

С 8 августа по 8 сентября 2021 года состоялась экспедиция на судне «Академик Иоффе» в рамках Плавучего Университет ИО им. П.П.Ширшова РАН. В ходе экспедиции проводились дистанционные измерения температуры поверхности моря с борта судна с помощью ИК-радиометра. Исследование было нацелено на обнаружение вихрей на поверхности и дальнейшего сравнения ТПО со спутниковой продукцией. Использование ИК датчика температуры для идентификации процессов внутри океана даёт возможность

получить информацию с относительно больших акваторий с малыми затратами времени. Валидация ТПО производилась на данных измерений температуры в толще воды. Таким образом, подобные комплексные измерения показывают полную картину явлений и позволяют количественно связать процессы в толще и на поверхности.

Приборы

На борту судна было установлено два прибора для измерения температуры и для фиксации явлений на поверхности моря. Измерения ТПО в ИК диапазоне выполнялись с помощью ИК-радиометра HEITRONICS KT19 П., размещенного на правом борту судна под углом 30^0 к поверхности. Точность измерений $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Частота измерений 1ДБ. Фотофиксация состояния морской поверхности по курсу судна производилась с помощью камеры GOPRO HERO 3+ Silver Edition, установленной на борту судна на пеленгаторной палубе. Частота фотографирования составляла 10-60 секунд.

Результаты

Наблюдения за состоянием морской поверхности проводились круглосуточно в квазинепрерывном режиме. Работа происходила как на станциях, так и в переходах между ними. В результате чего в течение всей экспедиции было получено 26 суток непрерывной записи температуры поверхности океана с частотой 1 секунда и столько же непрерывной фото записи состояния морской поверхности.

Одновременно с измерением температуры поверхности океана на станциях производились измерения температуры толщи воды с помощью термокосы. Термокоса представляет собой два датчика давления между которыми располагается чувствительный к изменению температуры трос длиной около 40 м. Термокоса в рейсе использовалась для выявления процессов, происходящих в морской толще, проявляющихся в изменении температуры. Подобными явлениями могут быть фронты, мезомасштабные вихри и внутренние волны. Наибольшее внимание в данном рейсе уделялось именно выявлению внутренних волн и вихрей. На нескольких наиболее удачных станциях, где удалось зафиксировать внутренние волны, было проведено сравнения температуры по термокосу и ТПО (рис.1). Первичное сопоставление данных за 12 августа показало, что ТПО отражает прохождение внутренней волны на поверхности. На рисунке 1 видны два колебания температуры по термокосу: в 20:35 и продолжительное колебание с 20:45 до 21:00. Колебание, зафиксированное в 20:35 на термокосу хорошо отражается и на данных ИК-радиометра. Второе колебание выражается на данных ТПО в виде двух понижений температуры и одного локального пика. Сравнение ТПО и термокосы требует дальнейших исследований, однако оно даёт нам право сделать предположение об отражении поверхностного проявления внутренних волн в температуре поверхности. Подобные предположения были уже высказаны ранее в некоторых работах [Пелиновский, 1999; Степанюк, 2002].

Помимо данных, полученных прямыми контактными измерениями, в работе использовались спутниковые данным. На следующий день после работы в Карских воротах путь нашего судна прошёл через мезомасштабных вихрь, отчётливо выраженный на поверхности. Спутниковый снимок с изображением вихря был получен со спутника Santinel — 1А за 13 августа 2021 года. Общепринятым в научной литературе о мезомасштабных вихрях является предположение о том, что вихри можно зафиксировать в поле поверхностной температуры [Johannessen et al.,1996]. Поэтому ТПО за 13 августа вдоль трека судна была наложена на спутниковый РСА снимок за тот же день. На рисунке 2 представлен

приближенный фрагмент снимка на котором отчётливо виден вихрь на поверхности моря, выделяемый из-за наличия на поверхности плёнки ПАВ (поверхностно-активных веществ). Судно пересекло вихрь, что прослеживается в изменении ТПО с фоновой на более низкую в местах пересечения вихря. Разница составляла около 1-1.5 градуса. В дальнейшем планируется наложить ТПО на несколько других снимков и сделать более подробный анализ.

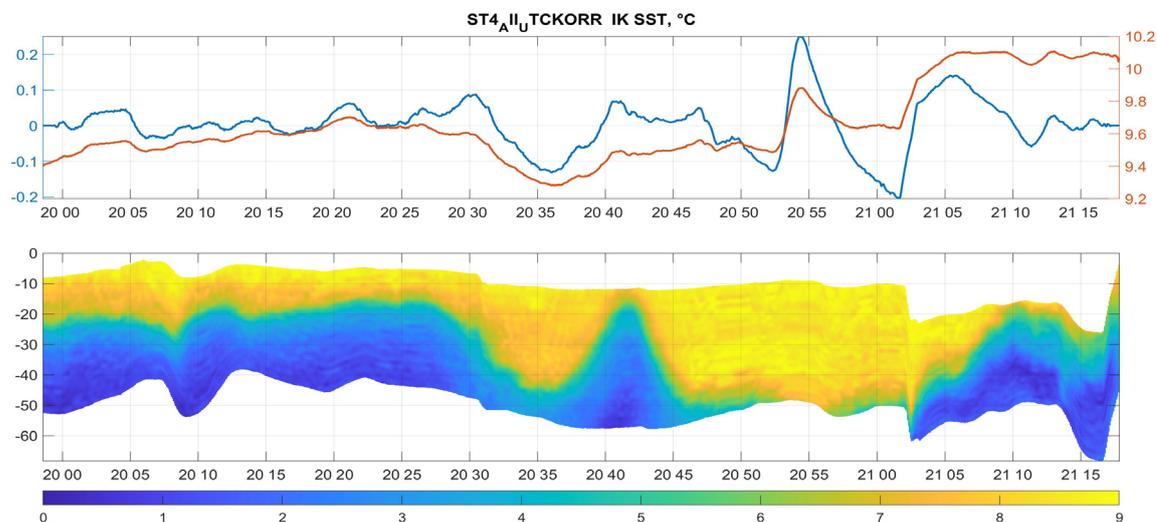


Рис.1. Представлены данные температуры за 12 августа со станции 3918. Верхний график: красный цвет – абсолютные значения ТПО, синий цвет – аномалии ТПО относительно нуля. Нижний график: развертка температуры по термокосе. Температура представлена в градусах Цельсия.

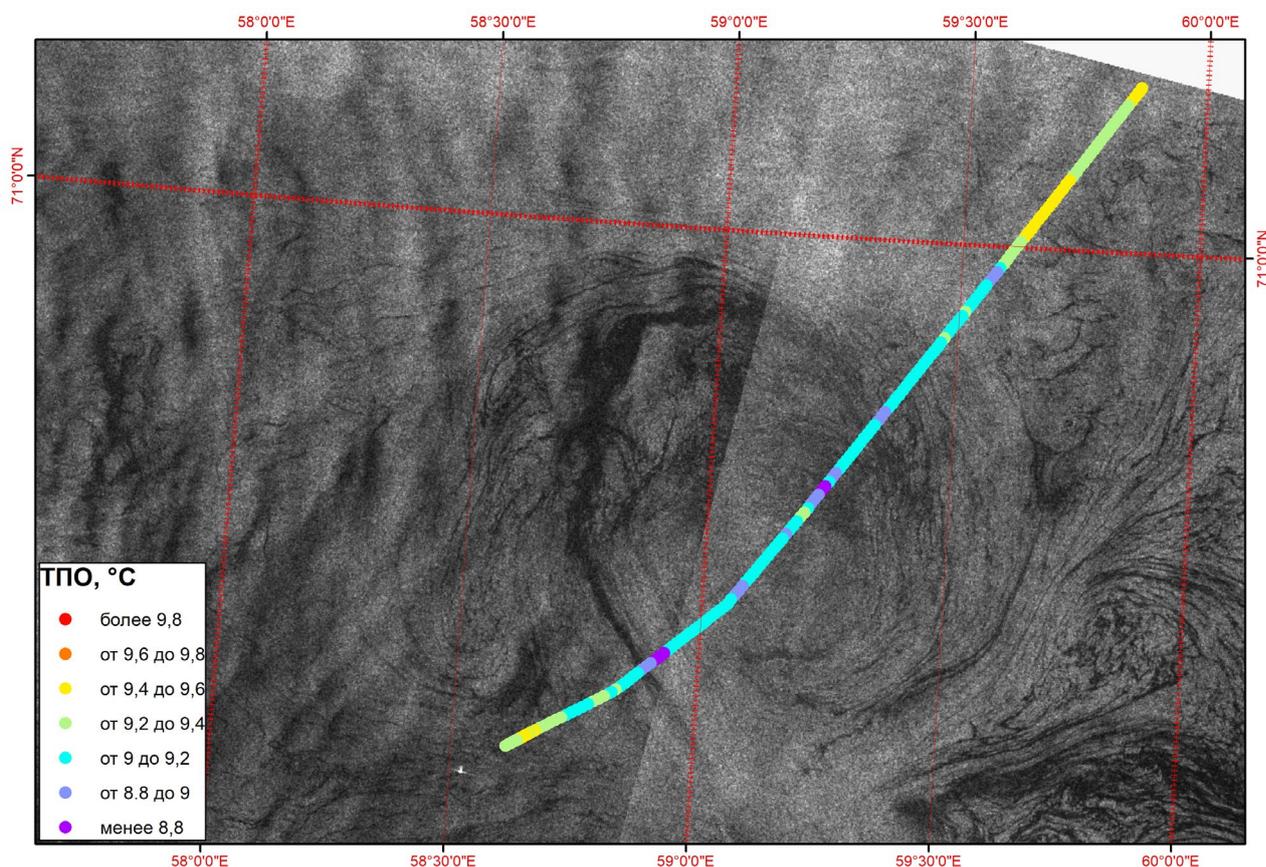


Рис.2. Трек ТПО за 13 августа, наложенный на спутниковый снимок Santinel-1A за 13 августа 2021 года.

Визуальные наблюдения за состояние морской поверхности также проводились в точности с описанной выше методикой. На фотографиях запечатлено большое количество сликов разной природы (рис.3-4). В дальнейшем планируется более детальная обработка фотографий и привязка их к колебаниям температуры протоки и ТПО.

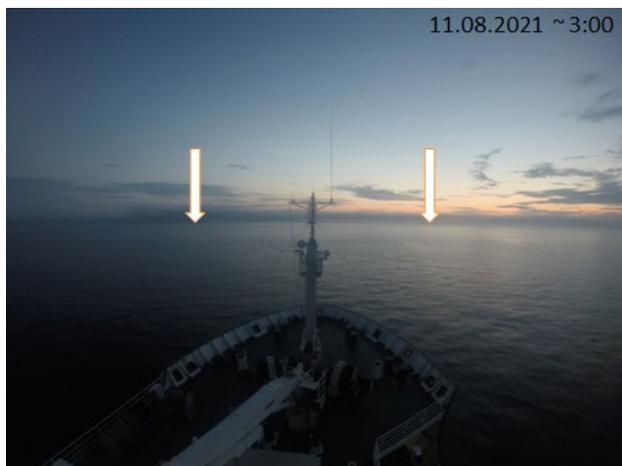


Рис.3. Пример фотографии слика, зафиксированного 11 августа 2021 года в 03:00. Стрелками обозначено положение слика.

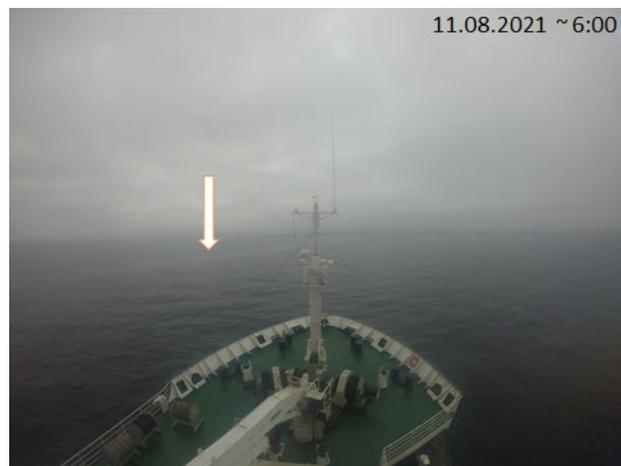


Рис.4. Пример фотографии слика, зафиксированного 11 августа 2021 года в 06:00. Стрелкой обозначено положение слика.

Выводы

- Предполагается взаимосвязь между положениями сликов (как проявление внутренних волн и вихрей) на РЛИ-снимках и проявлениями их в температуре поверхности океана, измеренной ИК-радиометром.
- Зафиксированные на фотографиях слики сопоставляются с колебаниями ТПО и протоки, однако требуют дальнейших исследований.

Благодарность

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 21-17-00021 и программы Плавающие университеты при поддержке Министерства науки и высшего образования.

Список литературы:

- 1) Johannessen, J. A., R. A. Shuchman, G. Digranes, D. R. Lyzenga, C. Wackerman, O. M. Johannessen, and P. W. Vachon (1996), Coastal ocean fronts and eddies imaged with ERS 1 synthetic aperture radar, *J. Geophys. Res.*, 101, 6651–6668.
- 2) Marmorino, G. O., Holt B., Molemaker M.J., DiGiacomo P.M. and Sletten M.A.(2010) , Airborne synthetic aperture radar observations of ‘spiral eddy’ slick in the Southern California Bight, *J. Geophys. Res.*, 115, C05010
- 3) Приповерхностный слой океана. Физические процессы и дистанционное зондирование / под ред. В.И. Таланова и Е.Н. Пелиновского. Т. 2. Н. Новгород, 1999.
- 4) Степанюк И.А. Методы измерений характеристик морских внутренних волн. СПб: изд-во РГГМУ, 2002.

Гидрология

Устные доклады

Hydrology

Oral presentations

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ И ОБРАЗОВАНИЯ, РАССМОТРЕННЫЕ
В РАМКАХ КОНФЕРЕНЦИИ MARESEDU ЗА ДЕСЯТИЛЕТНИЙ ПЕРИОД

Демиденко Николай Александрович
ГОИН, ИО РАН

**Основные направления гидрологии, рассмотренные участниками Конференций
MARESEDU в устных, онлайн и стендовых докладах:**

- Вопросы формирования стока воды и наносов в бассейнах рек Северного Ледовитого океана, Дальневосточных, Балтийского и Каспийского морей;
- Режим стока воды и наносов в реках Арктического бассейна;
- Развитие моделей формирования стока ECOMAG (ИВП РАН И МГУ);
- Составляющие водного баланса и гидрограф уровней;
- Термический режим и ледовые процессы в реках Арктического бассейна и Каспийского моря;
- Устьевые процессы в дельтах и эстуариях рек бассейна СЛО и Тихоокеанского побережья
- Применение моделей MIKE 11, MIKE 21, DELFT 3, STREAM 2 для изучения гидродинамики эстуариев рек Арктического бассейна;
- Гидрохимический состав вод рек, озер и водохранилищ России;
- Меромиктические озера, условия формирования и процессы сульфат-редукции в них;
- Руслые процессы в устьях рек севера ЕТР;
- Эрозионно-аккумулятивные и геоморфологические процессы на берегах рек и водохранилищ ЕТР и Сибири, в береговой зоне Арктических морей.

Основными участниками в Конференциях за последний период были студенты, аспиранты, преподаватели и профессора Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Санкт-Петербургского государственного университета, научные сотрудники Института водных проблем РАН, Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова Росгидромета, Института озераведения РАН, РГП «Казгидромета», ЦМИ МГУ и др. Всего было сделано более 120 устных и онлайн докладов, а также во время стендовых сессий.

Высокий уровень докладов, качественные презентации позволили участникам Конференций рассмотреть и обсудить актуальные вопросы гидрологии рек, озер, водохранилищ, устьевых областей и береговой зоны морей. За период работы Конференций участниками, председателями, конвенерами и оргкомитетом отмечены самые интересные и актуальные доклады. В 2015 г. это следующие доклады: Магрицкого Д.В. (МГУ) Антропогенные изменения величины и режима стока воды рек, впадающих в моря Российской Арктики; Фроловой Н.Л. и др. (МГУ) Комплексные исследования водных объектов побережья Белого моря в зимний период; Демиденко Н.А. и др. (ГОИН) Исследование и моделирование параметров гидрологического режима эстуариев Мезени и Кулоя для целей проектирования Мезенской приливной электростанции; Агафоновой С.А.

(МГУ) Современные особенности ледового режима рек Арктического побережья Европейской территории России. В 2017 г. отмечены доклады: Киреевой М.Б. и др. (МГУ) Паводочный сток на реках Европейской территории России в эпоху глобальных климатических изменений; Красновой Е.Д. (МГУ) Три соленых озера возле о. Соностров: вертикальная стратификация в 2010 и 2017 гг.

В 2018 г. особый интерес вызвали доклады: Алабяна А.М. (МГУ) Приливные устья – уникальное учебное пособие для студентов-гидрометеорологов; Куликова М.Е. (ИОРАН) Оценка приливных колебаний уровня в Хатангском заливе моря Лаптевых. В 2019 г. особо выделены интересные доклады: Панченко Е.Д. и др. (МГУ) Особенности проникновения осолоненных вод в приливные устья малых рек бассейна Белого моря; Наурузбаевой Ж.К. (РГП «Казгидромет») Современное состояние ледового режима Каспийского моря. В 2021 г. при проведении онлайн Конференции особо отмечены самые интересные и содержательные доклады: Калугина А.С. (ИВП РАН) Влияние составляющих изменений климата на сток реки Лены; Григорьева В.Ю. и др. (МГУ) Особенности динамики бассейновых влагозапасов на севере ЕЧР по данным спутниковой гравиметрии (GRACE), глобальным и региональным гидрологическим моделям; Бадюковой Е.Н. и др. (МГУ) История развития дельты Волги в конце неоплейстоцена.

Лучшие стендовые доклады на секции Гидрология отмечены наградами, а молодым участникам Конференции, победителям конкурса на лучший стендовый доклад – студентам и аспирантам вручены дипломы и ценные подарки.

Перспективы развития исследований и сотрудничества участников конференции MARESEDU по секции Гидрология рассматриваются в рамках выбранных ранее направлений, углубленном изучении отдельных научных проблем и регионов исследований, более широком применении статистических методов при описании и гидродинамическом моделировании гидрологических процессов.

УДК 556.165

ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА 1.5 И 2 ГРАДУСА НА
ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЕСТЕСТВЕННОГО СТОКА ВОЛГИ В КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

INFLUENCE OF GLOBAL WARMING BY 1.5 AND 2 DEGREES ON THE NATURAL
VOLGA RIVER RUNOFF INTO THE CASPIAN SEA

Институт водных проблем Российской академии наук, Москва

Kalugin Andrey Sergeevich

Water Problems Institute of the Russian Academy of Sciences

Целью исследования является оценка влияния будущих изменений климата, соответствующих глобальному потеплению на 1.5 и 2°C относительно доиндустриальных значений, на величину притока воды в Каспийское море с водосбора р. Волги. Для проведения расчетов используется модель формирования стока ECOMAG для всего бассейна Волги, которая успешно протестирована за многолетний период наблюдений по среднесуточному стоку в различных створах речной сети. При проведении численных экспериментов по оценке влияния будущих изменений климата на сток Волги в гидрологическую модель в качестве граничных условий подаются ряды метеовеличин, рассчитанные по ансамблю моделей общей циркуляции атмосферы и океана проекта CMIP5 при достижении указанных выше пороговых значений глобального потепления.

Модель формирования речного стока в бассейне Волги, построенная на основе глобальных баз данных о подстилающей поверхности и среднесуточных данных мониторинга за температурой и влажностью воздуха, количеством осадков на 306 метеостанциях, с пространственным разрешением, равным размеру элементарных водосборов (в среднем 1760 км²), описывает основные процессы гидрологического цикла суши: формирование снежного покрова и снеготаяние, инфильтрацию воды в почву и испарение, термический и водный режим почвы с учетом процессов ее промерзания и оттаивания, формирование склонового, внутрпочвенного и грунтового стока, движения воды по русловой сети [Калугин, 2019; Kalugin, 2019].

В связи с регулированием стока Волжско-Камским каскадом водохранилищ верификация модели выполнялась путем сравнения фактических и рассчитанных среднесуточных расходов воды в замыкающих створах основных притоков Волги и Камы (Ока, Вятка, Белая, Сура, Ветлуга, Унжа, а также для Верхней Волги в створе с. Старица и Верхней Камы как приток к Камскому водохранилищу) за многолетний период с применением статистических критериев, что позволило в рамках единого расчета учесть особенности формирования стока в различных частях бассейна. Калибровка параметров модели проводилась для периода 2000–2014 гг., верификация – на независимом материале за период 1986–1999 гг. Для того чтобы дополнительно оценить точность расчета общего стока Волги в качестве граничных условий модели в восьми рассмотренных выше речных створах задавались фактические среднесуточные расходы, а с остальной площади бассейна сток рассчитывался по

метеоданным с теми же параметрами модели, которые были определены за период ее калибровки.

С помощью разработанной региональной пространственно-распределенной физико-математической модели формирования стока в бассейне Волги исследованы возможности воспроизведения характеристик водного режима рек за исторический период при задании в качестве граничных условий в гидрологической модели данных ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана. Для бассейна Волги в качестве базового исторического периода рассматривался последний тридцатилетний период XX века 1970–1999 гг.

Для проведения численных экспериментов исследования гидрологических последствий глобального потепления в XXI веке на 1.5°C и 2°C относительно доиндустриальных значений с моделью формирования стока в бассейне Волги привлечены среднесуточные данные о приземных полях метеорологических характеристик моделей общей циркуляции атмосферы и океана GFDL-ESM2M и MIROC5 CMIP5 по результатам проекта ISIMIP (Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project). Сначала были определены периоды достижения пороговых значений глобального потепления на 1.5°C и 2°C относительно доиндустриальных величин для каждой модели и каждого из 4-х RCP-сценария. Затем каждая из 7-ми возможных реализаций глобального потепления на 1.5°C и каждая из 5-ти возможных реализаций глобального потепления на 2°C относительно доиндустриальных величин задавались в качестве граничных условий в модель формирования стока в бассейне Волги, после чего результаты расчетов усреднялись для пороговых значений 1.5°C и 2°C по соответствующим наборам. Согласно используемым данным в среднем глобальное потепление на 1.5°C будет достигнуто к 2045 г. и на 2°C к 2064 г.

Аномалии стока вычислены как отношение рассчитанной величины для условий увеличения глобальной температуры воздуха на 1.5°C и 2°C к соответствующему значению, определенному по данным моделей общей циркуляции атмосферы и океана для базового периода 1970–1999 гг. Выявление статистической значимости климатически обусловленных изменений годового и сезонного речного стока выполнено с применением критерия Манна-Уитни на 5% уровне значимости.

Значения статистических критериев свидетельствуют об устойчивости модельных расчетов среднесуточного стока при переходе от одного периода к другому и практически для всех соответствуют градации хороших ($\text{NSE} > 0.7$ и $|\text{BIAS}| < 10\%$), за исключением удовлетворительных величин по NSE для Суры и Верхней Волги ($0.5 < \text{NSE} \leq 0.7$), по BIAS для Белой и Суры ($10\% \leq |\text{BIAS}| \leq 15\%$). Погрешность расчета суммарного среднесуточного за период 1986–2014 гг. стока в указанных восьми створах рек оказалась менее 4%. Результат сравнения расчета стока Волги с учетом фактических расходов воды в рассмотренных 8-ми створах и вычисленного по метеоданным для всего водосбора за период 1986–2014 гг.: $\text{NSE} = 0.96$ и $\text{BIAS} = 1\%$.

Гидрологическая модель по данным моделей общей циркуляции атмосферы и океана воспроизводит годовой сток Волги с погрешностью 4% относительно расчета по данным метеостанций. При этом относительная ошибка расчета для зимнего стока составила 9%, для стока за период весеннего половодья 1% и для летне-осеннего стока 7% (рис. 1).

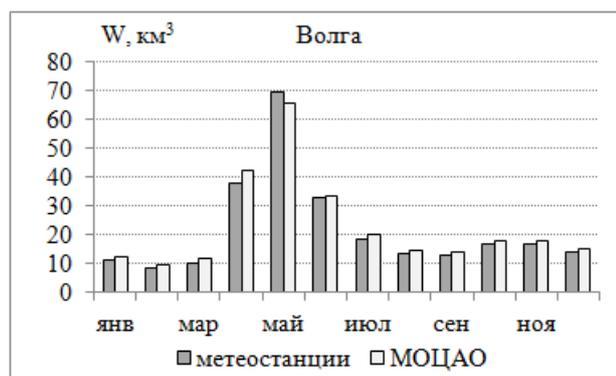


Рис 1. Рассчитанная по данным метеостанций и моделей общей циркуляции атмосферы и океана норма среднемесячного стока Волги за период 1970–1999 гг.

При глобальном потеплении на 1.5°C и 2°C оценка аномалий стока Волги показала следующую общую картину: увеличение зимнего стока, уменьшение стока за периоды весеннего половодья и лета-осени, и, как результат, снижение годового стока. Уменьшение годового стока Волги составило 10–11% при реализации обоих сценариев потепления относительно периода 1970–1999 гг. (рис. 2). Рост зимнего стока Волги составил 17% и 28% при глобальном потеплении на 1.5°C и 2°C соответственно, а отрицательные аномалии стока за период весеннего половодья и лета-осени оказались в диапазоне 21–23%. Расчеты с использованием критерия Манна-Уитни показали статистически значимые изменения годового и сезонного стока Волги при глобальном потеплении как на 1.5°C, так и на 2°C.

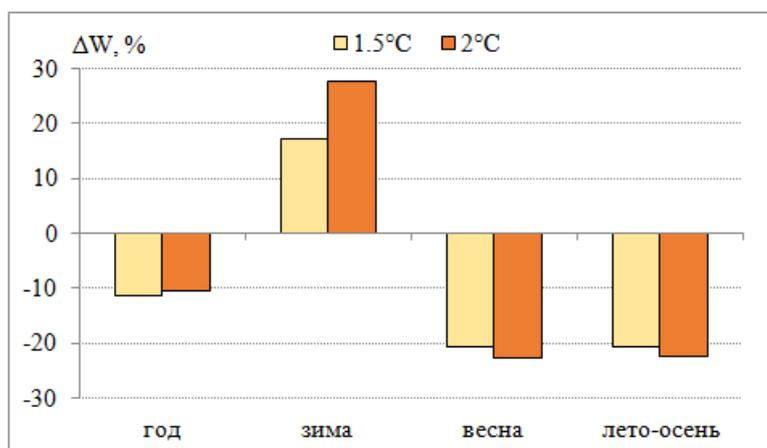


Рис 2. Аномалии годового и сезонного стока Волги при глобальном потеплении на 1.5°C и 2°C.

Исследование выполнено при финансовой поддержке грантом Российского научного фонда 20-77-00077.

Калугин А.С. Единая гидрологическая модель Волжского бассейна // Сборник трудов всероссийской научной конференции «Научные проблемы оздоровления российских рек и пути их решения». – Москва: Студия Ф1. – 2019. – С. 155–160.

Kalugin A.S. The impact of climate change on surface, subsurface and groundwater flow: a case study of the Oka River (European Russia) // *Water Resources*. – 2019. – Vol. 46. – No. S2. – P. S31–S39.

Институт водных проблем Российской академии наук, Москва

Kalugin Andrey Sergeevich

Water Problems Institute of the Russian Academy of Sciences

Идея исследования состоит в оценке вклада естественной и антропогенной составляющих изменения климата в динамику стока р. Лены за период наблюдений. Для проведения расчетов используется модель формирования стока ECOMAG [Motovilov et al., 1999] для всего бассейна Лены, которая успешно протестирована за многолетний период наблюдений по среднесуточному стоку в различных створах речной сети. При проведении численных экспериментов по оценке влияния естественной и антропогенной составляющих изменения климата на речной сток в эту гидрологическую модель в качестве граничных условий подаются ряды метеовеличин, рассчитанные по ансамблю моделей общей циркуляции атмосферы и океана (GCMs) проекта CMIP5 при двух сценариях: (1) с учетом только колебаний климатической системы и внешних воздействий естественного происхождения, (2) с дополнительным учетом антропогенного воздействия, выраженного в увеличении эмиссии парниковых газов за исторический период. По разнице между этими расчетами можно оценить влияние антропогенной составляющей изменения климата на сток р. Лены.

Ранее была разработана модель формирования стока р. Лены на основе глобальных баз данных о подстилающей поверхности, которая учитывает все основные процессы гидрологического цикла с суточным шагом по времени [Kalugin, 2018]. Модель была откалибрована на основе среднесуточных данных по температуре и влажности воздуха, количеству атмосферных осадков, измеренных на сети метеостанций [Калугин, 2020]. Калибровка и верификация параметров модели формирования стока проводилась для периодов 1994–2003 и 2004–2013 гг. соответственно с использованием статистических критериев Нэша-Сатклифа и систематической ошибки расчета.

Для оценки гидрологических последствий изменения климата в бассейне Лены привлечены данные о приземных полях метеорологических характеристик, рассчитанных по ансамблю глобальных климатических моделей CMIP5 по результатам проекта ISIMIP (Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project). Данные подготовлены путем приведения первичных расчетных среднесуточных метеоданных ансамбля из 4-х моделей климата (GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM) за исторический период к данным реанализа EWEMBI [Hempel et al., 2013]. Для бассейна Лены за базовый исторический период был выбран 1970–1999 гг.

На следующем этапе рассчитанные по 4-м климатическим моделям ряды среднесуточных метеорологических величин за исторический период 1861–2005 гг. по двум наборам естественной и антропогенной составляющих изменения климата задавались в

качестве входных данных в модель формирования стока. Аномалии стока по набору естественной изменчивости климата оценивались относительно базового периода по 30-летнему скользящему. Аномалии антропогенной составляющей оценивались по разнице между историческим и естественным наборами с последующим усреднением по 30-летнему скользящему.

Для замыкающего створа на Лене (с. Кюсюр) за период калибровки и верификации гидрологической модели значения критерия Нэша-Сатклифа оказались выше 0.9, а систематическая ошибка расчета не превышала 7%.

Погрешность расчета среднемесячного стока Лены по данным метеостанций за период 1970–1999 гг. составила 2% по сравнению с наблюдаемым. Относительная погрешность расчета нормы годового стока по данным GCMs по сравнению с расчетом по данным метеостанций составила 4%. Отмечено завышение стока в июне на 10% относительно данных наблюдений (рис. 1).

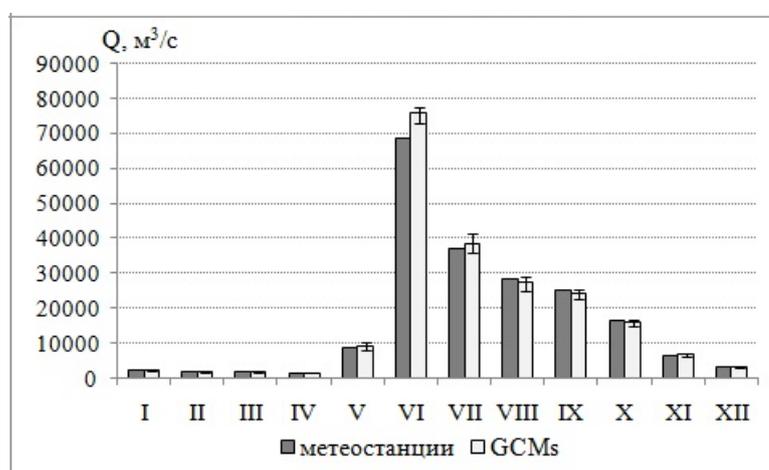


Рис 1. Рассчитанная по данным метеостанций и GCMs с указанием диапазона величин норма среднемесячного стока Лены за период 1970–1999 гг.

В условиях только естественной изменчивости климата годовой сток Лены имеет тенденцию роста за исторический период с некоторым снижением стока половодья и соответственно годового в первые два десятилетия XX века в связи с уменьшением зимних осадков на 6%, но особенно монотонное увеличение стока отмечено за период наблюдений за расходами воды с 1930-х годов на 10% (рис. 2). Это связано с постепенным ростом талого и летне-осеннего стока. Антропогенная составляющая изменения климата на динамике стока Лены отражается слабо, составляя 2–3%.

Рассчитанный в условиях естественной изменчивости климата сток Лены начинает превышать сток, вычисленный по набору данных GCMs с учетом антропогенной эмиссии парниковых газов, начиная с 1970-х годов. Снижение темпов роста рассчитанного по набору с учетом антропогенной составляющей изменения климата стока объясняется увеличением испарения из-за интенсивного увеличения температуры воздуха по сравнению с набором естественной изменчивости климата.

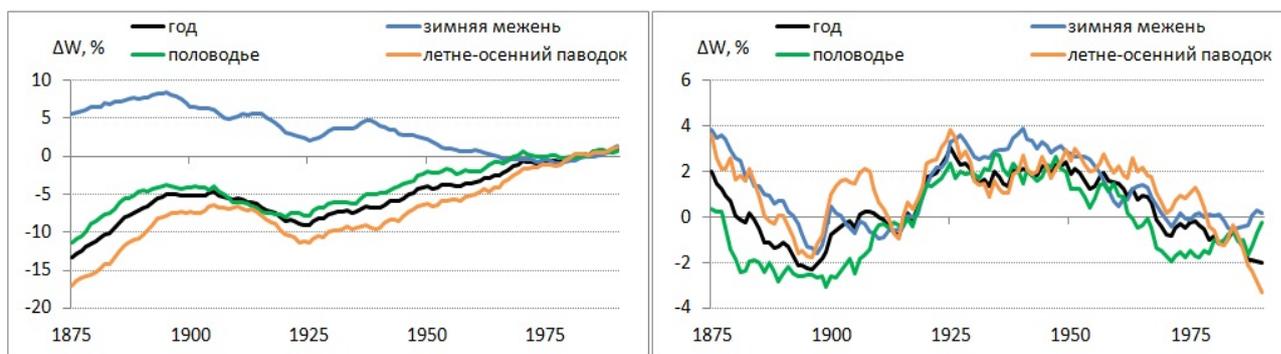


Рис 2. Аномалии годового и сезонного стока Лены, вычисленные по набору естественной (слева) и антропогенной (справа) составляющей изменения климата.

В условиях только естественной изменчивости климата годовой сток Лены имеет тенденцию роста за исторический период, но особенно монотонное увеличение стока отмечено за период наблюдений за расходами воды с 1930-х годов на 10%. Это связано с постепенным ростом талого и летне-осеннего стока. Антропогенная составляющая изменения климата в динамике стока Лены проявляется слабо, т.е. наблюдаемый сток Лены увеличивается, но это, в основном, происходит за счет естественной изменчивости климата. При этом рост годового стока объясняется, главным образом, увеличением стока в октябре и мае.

Исследование выполнено при финансовой поддержке грантом Министерства науки и высшего образования Российской Федерации для молодых кандидатов наук МК-1753.2020.5.

Калугин А.С. Изменчивость будущего стока реки Лены // Труды IX Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование: MARESEDU 2020». – Т. II. – Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». – 2020. – С. 90–93.

Hempel S., Frieler K., Warszawski L., Schewe J., Piontek F. A trend-preserving bias correction – the ISI-MIP approach // *Earth Syst. Dynam.* – 2013. – Vol. 4. – P. 219–236.

Kalugin A.S. Variations of the present-day annual and seasonal runoff in the Far East and Siberia with the use of regional hydrological and global climate models // *Water Resources.* – 2018. – Vol. 45. – No. S1. – P. S102–S111.

Motovilov Y.G., Gottschalk L., Engeland L., Rodhe A. Validation of a distributed hydrological model against spatial observation // *Agricult. and For. Meteorol.* – 1999. – Vol. 98–99. – P. 257–277.

ТИПИЗАЦИЯ СОВРЕМЕННОГО ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК ЕТР НА ОСНОВЕ
ПРОСТРАНСТВЕННОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ

TYPES OF MODERN WATER REGIME OF RIVERS IN EUROPEAN RUSSIA BASED ON
SPATIAL DATA

А.В. Горбаренко¹, Т.Е. Самсонов¹, М.Б. Киреева¹

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

A.V. Gorbarenko¹, T.E. Samsonov¹, M.B. Kireeva¹

¹*Federal State Budget Educational Institution of Higher Education M.V.Lomonosov Moscow*

Введение

Гидрологический режим рек представляет собой определенную закономерность в изменении состояния водных объектов, уникальную для каждой территории. Основными характеристиками гидрологического режима рек являются типы питания, морфодинамические и климатические условия. Локальная неравномерность данных величин стала причиной разработки различных методов районирования рек по типам водного режима. Так же, необходимость анализа трансформации водного режима продиктована потерей актуальности существующих на данный момент методик и классификаций. Большинство системных исследований посвященных типизации водного режима рек, опубликованы десятки лет назад и с того момента, на Европейской территории России он претерпел значительные изменения, которые нуждаются в подробном анализе. В настоящей работе рассмотрены принципы работы новой модели автоматической классификации рек по типу водного режима. Обилие актуальной гидрометеорологической информации, автоматизация расчетов, развитие информационных технологий позволило уйти от общегеографических закономерностей классификации к более современным количественным методам. Современные подходы к анализу водного режима снижают возможности субъективной оценки процессов анализа, позволяют получить точные численные показатели районирования и информативную визуализацию [1]. Данная модель основана на методах пространственно-ограниченной кластеризации элементов диаграммы Вороного, построенной на сети гидрологических постов Европейской территории России. Модель была реализована с помощью языка программирования R.

Данные и методы

При выполнении данной работы использовались сведения о среднемесячных расходах рек. В ходе работы было проанализировано 395 гидрологических постов. Анализировались как средние реки, так и крупные, площади бассейнов изменялись от 1000 до 100 000 и более. Посты подбирались таким образом, чтобы охватить весь изучаемый регион. Далее для проведения анализа для каждого года наблюдений каждой из рек были посчитаны следующие гидрологические характеристики:

- Месяц прохождения максимального месячного стока (n_{Max})
- Доля стока за весенний сезон (dP)
- Отношение максимального расхода к среднему годовому (Q_{max} / Q_{year})
- Коэффициент естественной зарегулированности (ϕ)

Для проведения анализа распределение обозначенных характеристик в данной работе использовался метод пространственной близости, который подразумевает собой анализ пространственных характеристик на основе диаграммы Вороного.

Диаграмма Вороного – определенное разбиение плоскости на пятиугольные ячейки, вершины которых ближе к центру данной ячейки чем к соседним центрам. Переход к диаграмме Вороного позволяет разбить всю территорию на “зоны влияния” точек [2]. Несмотря на то, что границы полученных зон могут не совпадать с реальными географическими рубежами и границами бассейнов, их использование позволяет компенсировать отсутствие данных по всей территории, а полученные результаты при необходимости могут быть географически скорректированы.

Выполнение пространственно-ограниченной кластеризации производилось в три этапа:

1. Построение графа соседства, в котором определяется пространственная связность ячеек диаграммы Вороного методом смежных границ.
2. Вычисление пространственных весов: каждая пара связанных точек характеризуется числовой величиной (весом), отражающей степень их отличия по четырем выбранным характеристикам.
3. Объединение в кластеры смежных ячеек, отличия которых по четырем параметрам находятся в пределах заданного допуска (уровня значимости отличий).

Соседство ячеек определялось по правилу ферзя, которое означает, что две ячейки считаются смежными, если у них есть хотя бы одна общая граничная точка. Веса пространственных связей (*spatial weights*) вычисляются для каждого ребра графа с целью охарактеризовать степень отличия связанных им точек по набору заданных критериев. Для вычисления весов было введено ранговое расстояние, определяемое следующим образом: для двух значений, измеренных в общей ранговой шкале, ранговое расстояние есть модуль разности номеров рангов соответствующих значений.

Вес пространственной связи D_{ij} определялся как сумма ранговых расстояний d_{ij} по каждому критерию с коэффициентами важности w_k , вводимыми для того чтобы усилить роль того или иного показателя.

$$D_{ij} = \sum_k w_k d_{ijk}$$

Результирующая кластеризация получается путем объединения смежных ячеек, вес пространственной связи между которыми не превышает заданный уровень значимости.

Результаты

Показатели, для которых вводились увеличенные коэффициенты важности, назывались ведущими. Было принято решение в качестве ведущего фактора использовать месяц прохождения максимального стока (pmax), поскольку он единственный из четырех параметров обладает ярко выраженной широтной зональностью. На Рис. 1. представлена итоговая кластеризация

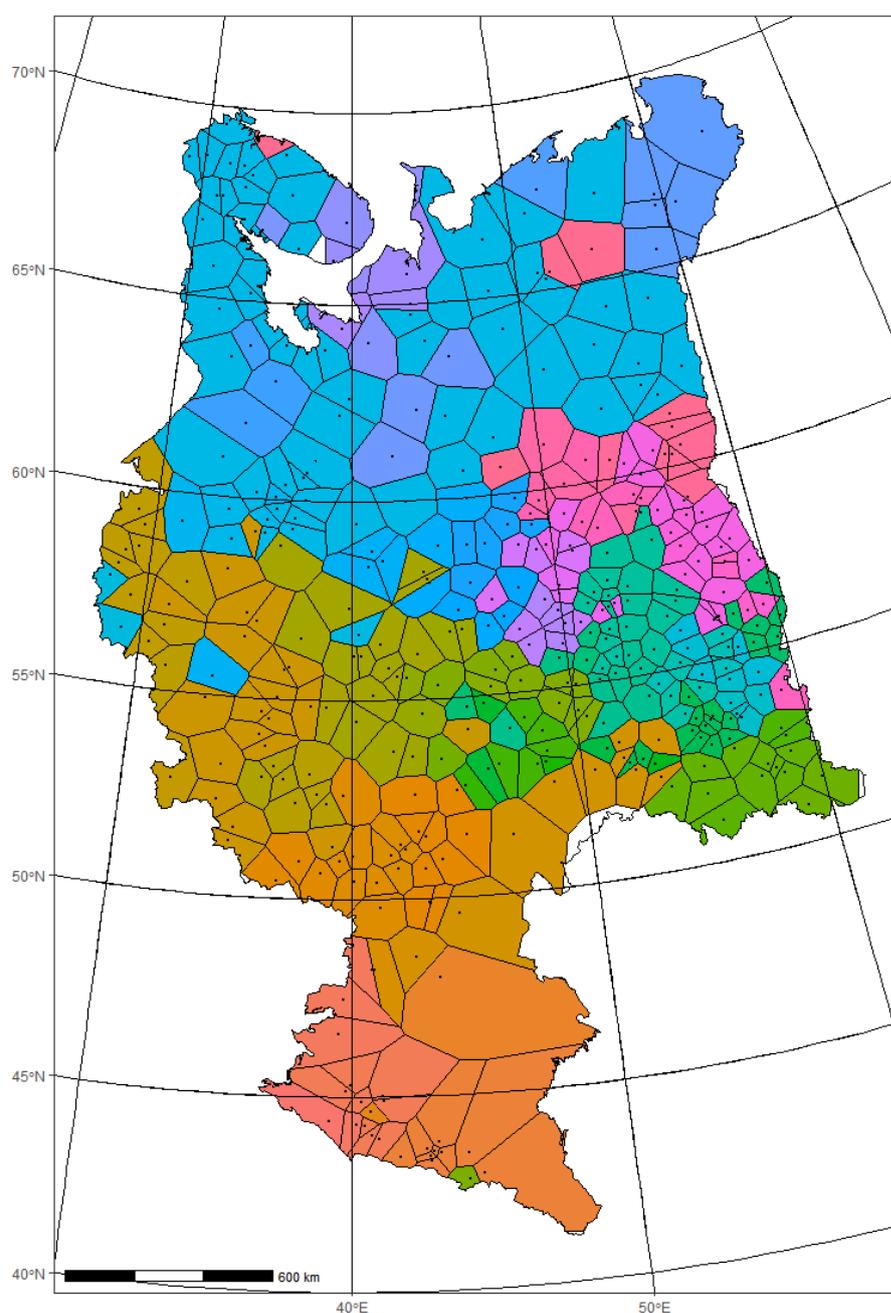


Рис.1. Кластеризация при ведущих факторах pmax и dP за период 1945 - 2018

Полученная карта очень хорошо отображает локальные изменения водного режима, ярко выражена широтная зональность. По резкому изменению цвета ячеек диаграммы можно определить границы тех или иных водосборов. Сравнивая полученную карту с картой типов водного режима В.М. Евстигнеева [3], можно заметить некоторое сходство. Например, на получившейся карте четко прослеживается граница типов водного режима северных рек и рек центральной России, там же где на карте В.М. Евстигнеева [3] проходит граница типов рек с устойчивой меженью и эпизодическими паводками и реками с периодическими паводками. Алгоритм так же правильно отделил горные реки на Юге России.

Заключение

Подводя итоги проделанной работы можно сделать вывод о том, что составленная модель справилась с поставленной задачей. Все вышеперечисленные сходства между сгенерированной алгоритмом классификацией и классификацией составленной В.М. Евстигнеевым [3] дают понять, что полученный результат обладает большой научной значимостью. Так же стоит сказать о необходимости дальнейшего изучения закономерностей в трансформации водного режима, в разработке классификаций и схем районирования. Необходимость данного направления продиктована изменением степени изученности бассейнов, потерей актуальности существующих картографических обобщений, появлением современных технологий анализа пространственных данных.

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 19-77-10032.

Список литературы

1. Фролова Н. Л., Повалишникова Е. С., Киреева М. Б. Классификация и районирование рек по водному режиму: история, методология, перспективы //Водные ресурсы. – 2021. – Т. 48. – №. 2. – С. 121-134.
2. Карабцев С. Н., Стуколов С. В. Построение диаграммы Вороного и определение границ области в методе естественных соседей //Вычислительные технологии. – 2008. – Т. 13. – №. 3.
3. Евстигнеев В.М., Шенберг Н.В., Анисимова Н.В., Зайцев А.А. Водный режим рек России и сопредельных территорий. Карта для высших учебных заведений масштаба 1 : 8000000. Новосибирск: Новосибирская картографическая фабрика Роскартографии, 2001.

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ ОПАСНОСТИ НАВОДНЕНИЙ НА РЕКАХ СЕВЕРНОГО
КАВКАЗА РОССИИ

FLOOD RISK ASSESSMENT ON THE RIVERS OF THE NORTHERN CAUCASUS OF
RUSSIA

**Мироненко Анастасия Александровна¹, Рец Екатерина Петровна²,
Фролова Наталья Леонидовна¹**

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

² *Институт водных проблем РАН, Москва*

**Mironenko Anastasia Alexandrovna¹, Rets Ekaterina Petrovna²,
Frolova Natalia Leonidovna¹**

¹ *Lomonosov Moscow State University, Moscow*

² *Water Problems Institute of RAS, Moscow*

Введение

Наводнения на реках являются частой причиной чрезвычайных ситуаций, наносящих серьезный материальный ущерб и вред здоровью населения, приводящих к человеческим жертвам. Наводнения на Северном Кавказе, происходящие вследствие паводков, имеют высокую повторяемость и интенсивность. Детальное изучение наводнений на реках обусловлено необходимостью своевременного мониторинга с целью их предупреждения, оперативного предотвращения и минимизации негативных последствий. В рамках данного исследования приводятся результаты обзора картографических изображений, посвященных опасности наводнений на реках Северного Кавказа, анализа изменчивости максимальных годовых срочных уровней воды и их сопоставления с отметками неблагоприятных и опасных явлений. Показано, что большинство исследователей присваивают рекам Северного Кавказа самые высокие классы природной опасности наводнений. Более того, в последние десятилетия опасность наводнений на реках Северного Кавказа только усиливается.

Данные и методы

В исследовании задействованы данные 59 гидрологических постов на реках Северного Кавказа о максимальных срочных годовых уровнях воды за период 1961-2017 гг. К рядам применены инструменты статистического анализа (F -тест, t -критерий Стьюдента) для выявления статистически значимой изменчивости характеристик при сравнении 1961-1990 и 1991-2017 гг. Для данных постов проведен и анализ дат прохождения максимальных годовых срочных уровней воды.

Данные об отметках неблагоприятных и опасных явлений (далее – НЯ и ОЯ соответственно) 44 гидрологических постов при сопоставлении с максимальными годовыми уровнями воды позволили определить повторяемость превышения таких отметок.

По зависимостям вида $Q_{\max}=f(H_{\max})$, построенным на основе данных 40 гидрологических постов, исследован характер русловых деформаций при сравнении периодов 1961-1990 и 1991-2017 гг.

Анализ современной опасности наводнений выполнен по данным восемнадцати карт, созданных отечественными исследователями, в ходе которого сопоставлены использованные при создании карт подходы к оценке опасности наводнений, генерализации информации и

районированию. В данной работе рассмотрены 3 карты, посвященные уязвимости изучаемой территории к наводнениям и природным источникам чрезвычайных ситуаций (далее – ЧС) в целом, 5 карт опасности наводнений, 6 карт риска ЧС, в том числе наводнений; 3 карты повторяемости наводнений и ЧС, связанных с водным режимом, 1 карта подверженности территории наводнениям.

Результаты

Статистический анализ посредством критериев однородности показал, что на подавляющем большинстве задействованных в исследовании постов наблюдается тенденция к статистически значимому увеличению математического ожидания и дисперсии рядов максимальных срочных годовых уровней воды от 1961-1990 к 1991-2017 гг. Так, t -критерий Стьюдента показал статистически значимое нарушение однородности в сторону увеличения на 35 из 59 постах, F -тест указал на увеличение дисперсии на 13 постах.

Отметки НЯ и ОЯ превышались на 42 и 37 постах из 44 соответственно за период 1961-2017 гг. Наибольшая частота превышения таких отметок достигала 93 и 89% (р. Пшиш). На реках Черноморского побережья Кавказа и бассейна Кубани повторяемость превышения отметок НЯ и ОЯ наибольшая: здесь же она возросла от 1961-1990 к 1991-2017 гг. На реках бассейна Кумы и Терека частота превышения отметок ОЯ снизилась, в то время как частота превышения отметок НЯ от 1961-1990 к 1991-2017 гг. осталась неизменной.

Изучение связей между максимальными расходами и уровнями воды вида $Q_{\max}=f(H_{\max})$ обнаружило наличие заметных русловых деформаций от 1961-1990 к 1991-2017 гг. на 9 из 40 гидрологических постах. Намыв русла зафиксирован по данным 7 постов на реках Баксан, Малка, Кума, Кубань, Куапсе, Уруп, Терек, размыв – по данным 2 постов на реках Лучек и Курджиц.

Анализ картографических изображений показал, что в качестве единицы районирования опасности наводнений на реках Северного Кавказа наиболее удачен выбор муниципальных районов. Это связано с большой пространственной неоднородностью природных условий и высокими значениями пространственного градиента всех природных и социальных характеристик. Не существует единой системы отнесения картографических изображений к той или иной тематике. Это требует более тщательного изучения терминологии по данной проблеме и последующего выполнения процедуры унифицирования названий [Мироненко и др., 2018].

Высший из трех классов опасности наводнений — «чрезвычайно высокая опасность» — в исследовании [Гладкевич и др., 2012] характерен для Республики Кабардино-Балкария и Северная Осетия - Алания. Очень высокая степень опасности наводнений свойственна территории Республики Адыгея, Краснодарского и Ставропольского краев, высокая — Карачаево-Черкессии, Ингушетии, Чечне и Дагестану. Отметим, что районы, характеризующиеся в [Гладкевич и др., 2012] как очень опасные и чрезвычайно опасные, в [Атлас природных..., 2010] отмечены как малоопасные и умеренно опасные [Мироненко и др., 2018] (рис. 1).



Рис 1. Сопоставление двух разных подходов к картографированию опасности наводнений (на примере Северного Кавказа России) [Мироненко и др., 2018].

Заключение

Наблюдается статистически значимый рост средних значений и дисперсии максимальных срочных годовых уровней воды рек Северного Кавказа от 1961-1990 к 1991-2017 гг., характерный для большинства исследуемых гидрологических постов. Тенденция к увеличению характерна и для повторяемости превышения отметок НЯ и ОЯ. Особо опасными с точки зрения частоты превышения отметок НЯ и ОЯ являются реки бассейна Кубани и Черноморского побережья Кавказа. Анализ картографических обобщений выявил многообразие подходов к визуализации опасности наводнений и неоднозначность её определения авторами различных исследований.

Благодарность

Работа выполнена в рамках при поддержке РФФИ (гранты № 20-35-90120 и № 20-35-70024).

Список литературы

Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций Российской Федерации / Под ред. С.К. Шойгу. М.: Дизайн. Информация. Картография, 2010. 346 с.

Гладкевич Г.И., Терский П.Н., Фролова Н.Л. Оценка опасности наводнений на территории Российской Федерации // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. — 2012. — № 2. — С. 29–46.

Мироненко А.А., Рец Е.П., Фролова Н.Л. Оценка и картографирование опасности наводнений на Северном Кавказе: обзор и сопоставление существующих подходов // Геориск. — 2018. — Т. 12, № 2. — С. 26–36.

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ МЕТОДИКИ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА
НАРАСТАНИЯ ТОЛЩИНЫ ЛЬДА ДЛЯ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

EVALUATION OF METHODS OF SHORT-TERM FORECAST OF ICE THICKNESS IN
THE NORTHERN CASPIAN

Наурызбаева Жанар Куанышевна¹

¹*Республиканское государственное предприятие
«Казгидромет», Управление гидрометеорологических
исследований Каспийского моря, Алматы, Казахстан*

Naurozbayeva Zhanar Kuanyshevna¹

¹*Republican State-owned Enterprise "Kazhydromet", Caspian Sea
Hydrometeorological Research Department, Almaty, Kazakhstan*

В работе приведена оценка эффективности методики краткосрочного прогноза нарастания толщины льда северной части Каспийского моря, которая была разработана автором и успешно внедрена в производственную деятельность РГП «Казгидромет». В зимний период 2020-2021 гг. методика была апробирована в тестовом режиме выпуска прогнозов нарастания льда в Управлении гидрометеорологических исследований Каспийского моря РГП «Казгидромет». Оправдываемость прогноза составила 97-98 %. Были использованы результаты прогнозирования с применением синоптического прогноза и прогноза по модели WRF, с последующим сравнительным анализом. Разработана форма представления прогноза для потребителей, включающая фактические и прогностические толщины льда в табличном и графическом виде, исторические сведения, космический снимок.

Ключевые слова: Каспийское море, ледовый режим, методика краткосрочного прогноза нарастания толщины льда, оправдываемость и эффективность прогноза.

Цель работы, исходная информация и метод исследования

Каспийское море - южное море с ежегодным устойчивым ледовым покровом. Прогноз толщины льда и его изменений важен для деятельности человека, эксплуатации судов и ледоколов, для промышленности, экологического и биологического мониторинга, гидрометеорологических исследований. Автор разработал методику краткосрочного прогнозирования увеличения толщины льда. Методика внедрена в оперативную работу РГП «Казгидромет» и дала высокий результат.

Цель: Оценить эффективность и оправдываемость метода краткосрочного прогноза нарастания толщины льда.

Задачи:

1. Выполнить прогноз нарастания льда Северного Каспия на основе синоптического прогноза с заблаговременностью 1 сутки.
2. Выполнить прогноз нарастания льда Северного Каспия на основе синоптического прогноза с заблаговременностью 3 суток.

3. Выполнить прогноз нарастания льда Северного Каспия на основе прогностических данных модели WRF с заблаговременностью 1 сутки.
4. Разработать форму прогноза для предоставления потребителю.
5. Проведение сравнительного анализа результатов прогнозирования с применением синоптического прогноза и прогноза по модели WRF.
6. Оценки эффективности и оправдываемости метода прогноза нарастания толщины льда
7. Внедрение в оперативную работу прогнозирования гидрометеорологических параметров
8. Разработка и утверждение норм времени, утверждение применения методики.

Ледовый период Северного Каспия, как правило, начинается в ноябре [2]. Зима 2020-2021 гг. для Северного Каспия отнесена, согласно общепринятой классификации суровости зим, к умеренной. Методика была применена для станций Северного Каспия – Пешной и Жанбай. Первые ледовые явления на станции Пешной были зафиксированы 15 ноября 2020 г. в виде образования заберегов, становления припая с последующим замерзанием акватории. Со 2 декабря начали измерять толщину льда, с отметки 9 см. На станции Жанбай первые явления зафиксированы 27 ноября, толщина льда была 6 см.

С данного периода велись ежедневные записи данных наблюдений, а также прогностические температуры воздуха синоптического прогноза и прогноза по модели WRF. При чем, синоптический прогноз осуществлялся по станции Атырау, а по модели WRF для точек, соответствующих местоположению станций Пешной и Жанбай.

Рассматривая исторический период с 1980 по 2019 гг. максимальная толщина в декабре была в 2014 г. и составила 14 и 11 см на станциях Пешной и Жанбай соответственно. А в 2020 г. толщина льда в декабре на Пешном достигла 32 см, на станции Жанбай – 38 см, тем самым установился новый рекорд за последние 40 лет. Также в январе максимальная толщина достигла 41 см на станции Жанбай, превзойдя отметки, установленной в 2008 г. в 40 см. На рисунке 1 представлены космические снимки ледовой обстановки. В первой декаде Северный Каспий практически весь был покрыт льдом.



а) 03.12.2020 г.

б) 25.02.2021 г.

Рис. 1. Космический снимок ледовой обстановки (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>)

Разработана форма представления прогноза для потребителей, включающая фактические и прогностические толщины льда в табличном и графическом виде, исторические сведения, космический снимок. Для предоставления исторических данных был проанализирован

временной ряд данных с 1980 г. по 2019 г. За зимний период с 02.12.2020 г. по 28.02.2021 г. рассчитано 88 суточных прогноза, выпущено 25 прогнозов на 3 суток.

Оправдываемость прогноза толщины льда на сутки по станции Пешной на основе синоптического прогнозирования температуры воздуха для станции Атырау, составила 98 %. Таким образом, из 88 прогнозов оправдалось 86. Оправдываемость прогноза на 3 суток чуть меньше, и составила 92 %, оправдалось 81 прогноз из 88 (рис. 2).

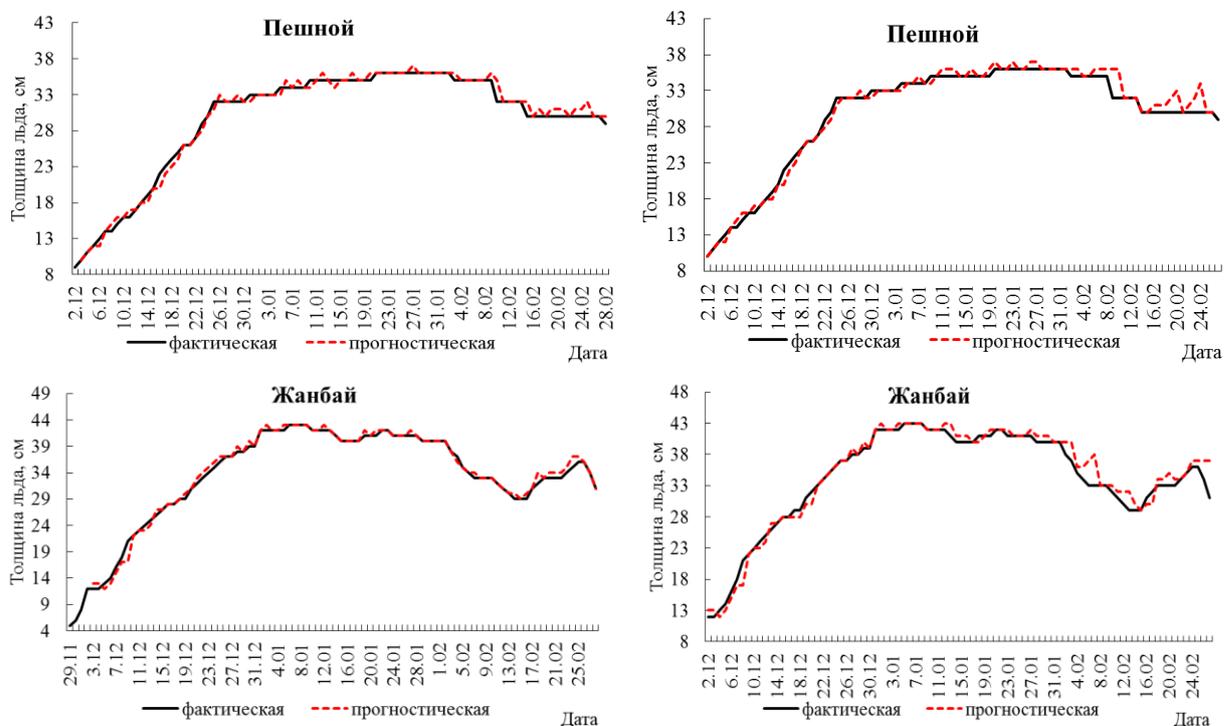


Рис. 2. Оправдываемость прогноза толщины льда с использованием синоптического прогноза на сутки и трое для станций Пешной и Жанбай

Для станции Жанбай: на сутки оправдалось 97 % (85 прогнозов из 88) и на 3 суток – 83%, что составило 73 прогноза из 88.

Что касается данных по модели WRF, то результаты очень высоки и близки к 100 %. Для станции Пешной – 99 %, для Жанбая – 98% (рис. 3).

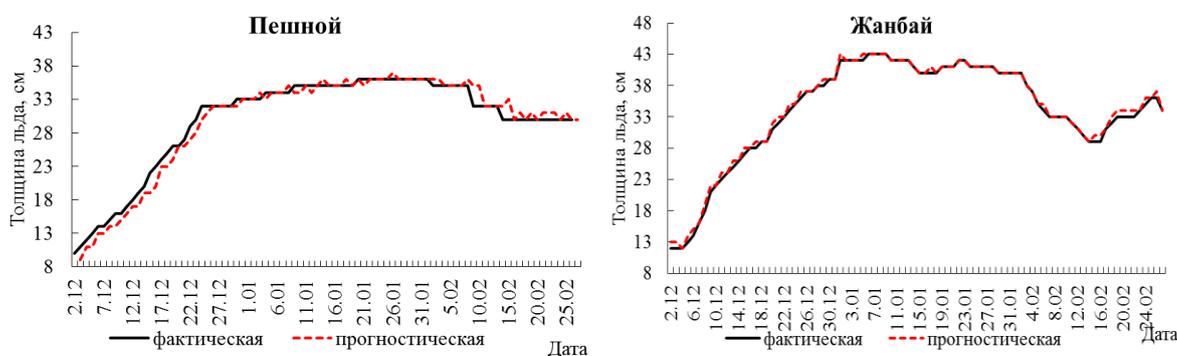


Рис. 3. Оправдываемость прогноза толщины льда с использованием модели WRF на сутки для станций Пешной и Жанбай

Проводя сравнительный анализ температуры воздуха фактической по станциям и прогностической по модели WRF, а также между фактической и прогностической по синоптическому прогнозу по станции Атырау, выявлено: что оба метода прогнозирования хорошо отражают прогнозируемые величины. Оправдываемость прогноза достаточная, но не всегда хорошо прогнозируются резкие понижения температуры воздуха, что сказывается на прогнозе нарастания льда.

Основные выводы:

- Разработанная методика краткосрочного прогноза нарастания толщины льда в оперативной работе показала высокую оправдываемость.
- Оправдываемость суточных прогнозов составила 97-98 % с использованием синоптического прогноза.
- Оправдываемость прогноза с заблаговременностью 3 суток составила 92 и 83 %.
- Использование данных по модели WRF на сутки дало высокий результат и составило 98-99%.
- Разработана форма представления прогноза для потребителей, включающая фактические и прогностические толщины льда в табличном и графическом виде, исторические сведения, космический снимок.
- Проведен сравнительный анализ прогностических температур воздуха синоптическим методом и по модели WRF.

Заключение. Согласно наставлению по службе прогнозов, раздел 3, часть III, служба морских гидрологических прогнозов, при прогнозах ледовых явлений методику краткосрочного прогнозирования следует считать эффективной, если с помощью ее оправдываемость составляет 75 % [1, 3, 5]. Таким образом, предлагаемая методика полностью оправдывает решение о внедрении в оперативную работу прогнозирования. Более подробная информация дана в работе [4].

Список литературы

1. *Георгиевский Ю.М.* Краткосрочные гидрологические прогнозы. Л.: ЛГМИ, 1982. – 99 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей, том VI. Каспийское море. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. Вып. 1. –359 с.
3. Наставление по службе прогнозов, раздел 3, часть III, служба морских гидрологических прогнозов. Зарегистрирован ЦМТР ФГБУ "НПО "Тайфун", за номером РД 52.27.759-2011 от 21.11.2011 г. – 193 с.
4. *Наурызбаева Ж.К., Лобанов В.А.* Методика краткосрочного прогнозирования нарастания толщины льда в северо-восточном секторе Каспийского моря. Научный журнал «Географический вестник» Пермского государственного национального исследовательского университета. 2020. № 3(54). Стр. 81-97 <http://press.psu.ru/index.php/geogr/article/view/3733>
5. Руководство по морским гидрологическим прогнозам. Санкт-Петербург. Гидрометеиздат. 1994. – 525 с.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ НАБЛЮДАТЕЛЬНОЙ СЕТИ
НА РЕКАХ, ВПАДАЮЩИХ В МОРЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО
ОКРУГА

THE CURRENT STATE OF THE HYDROLOGICAL OBSERVATION NETWORK ON
THE RIVERS FLOWING INTO THE SEAS OF THE FAR EASTERN FEDERAL DISTRICT

**Костык Вероника Антоновна¹, Вихренко Снежана Валентиновна¹, Кролевецкая
Юлия Викторовна^{1,2}**

¹ *Дальневосточный федеральный университет, Владивосток*

² *Дальневосточный филиал ФГБУ РосНИИВХ, Владивосток*

Kostyk V.A.¹, Vikhrenko S.V.¹, Krolevetskaya Y.V.^{1,2}

¹ *Far Eastern Federal University, Vladivostok*

² *Far Eastern branch of the FSBI RosNIIVH, Vladivostok*

Введение

С течением времени проблема загрязнения Мирового океана становится все более актуальной, так как уровень загрязненности продолжает расти с каждым годом. Основными источниками загрязнения морей являются объекты коммунального хозяйства, суда торгового, нефтеналивного и рыболовного флотов, промышленные предприятия различных форм собственности, а также речной сток, аккумулирующий загрязняющие вещества из всех точечных и диффузных источников на водосборной площади [Ежегодник, 2019].

Наибольшая часть загрязнений поступает в моря с суши (40–45%). Большую опасность для морских экосистем представляет не только поступление химических загрязнений, но и попадание с речным стоком большого количества биогенных веществ [Иванов и др., 2006]. Реки выносят в море ядохимикаты с полей, пестициды, детергенты, предельные и ароматические углеводороды, соли тяжёлых металлов и другие токсические вещества, также попадает большое количество смытых с полей удобрений и органических веществ, приводящих к переудобрению - эвтрофикации водоёма.

Вторым по значимости источником загрязнений, примерно равным доле поступления загрязнений с речным стоком, является атмосферный перенос. На третьем месте (примерно 20%) находятся местные источники загрязнения, включающие коммунальные стоки, дампинг (захоронение загрязнений), смыв промышленных отходов и т.п. [Иванов и др., 2006].

Среди загрязняющих веществ можно выделить следующие: химические, биологические, радиоактивные, взвешенные вещества, нефтяные углеводороды, тяжелые металлы. Особую роль можно уделить проблеме загрязнения пластиковыми отходами, включай привнесенных речным стоком [L.J. J. Meijer et al., 2021].

Методы регулирования загрязнений

Попытки защитить Мировой океан от различных видов загрязнения имеют форму нормативно-правового характера (разработка различных конвенций по совместному использованию вод) и технологического (применение локальных очистных сооружений и других технологических приемов). Однако применение данных форм не имеет комплексного характера и имеет ряд ограничений.

Например, Конвенция по охране и использованию трансграничных водотоков и международных озер принятая в 1992 году странами-членами Европейской экономической комиссии (ЕЭК) с целью сокращения или ограничения выбросов опасных веществ в водные

объекты или же их полное прекращение в национальном и международном масштабе [см. эл. ресурс Конвенция]. Однако данная конвенция распространяется только на трансграничные водные объекты.

Еще одним важным инструментом для защиты вод Мирового океана может стать мониторинг гидрологического и гидрохимического режима рек с целью контроля и возможностью оценки доли загрязнения морских акваторий речным стоком, в данном случае особое место занимает мониторинг состояния устьевых участков рек.

Исследование Дальневосточной гидрологической наблюдательной сети

Цель данной работы – провести анализ современного состояния гидрологической наблюдательной сети на реках, впадающих в моря Дальневосточного федерального округа и расположение постов наблюдений относительно устьевых зон.

Для работы были выбраны основные крупные реки, впадающие в моря Дальневосточного федерального округа, для которых были выбраны все действующие гидрологические станции и посты (табл. 1, рис. 1) [см. эл. ресурс Система учета].

Таблица 1. Состояния гидрологической сети крупных рек Дальневосточного федерального округа, впадающих в моря

№	Река	Длина	Наблюдательная сеть		Море	Океан
			станции	посты		
1	Оленёк	2270	0	4	Лаптевых	Северный Ледовитый
2	Лена	4400	3	36		
3	Яна	872	1	6		
4	Индигирка	1726	1	6	Восточно- Сибирское	Тихий
5	Алазея	1590	0	2		
6	Колыма	2129	3	10		
7	Анадырь	1150	1	4	Берингово	
8	Камчатка	758	1	6	Тихий океан	
9	Амур	2824	2	28	Охотское	
10	Тауй	378	1	1		
11	Тынь	330	0	3		
12	Раздольная	245	0	3	Японское	

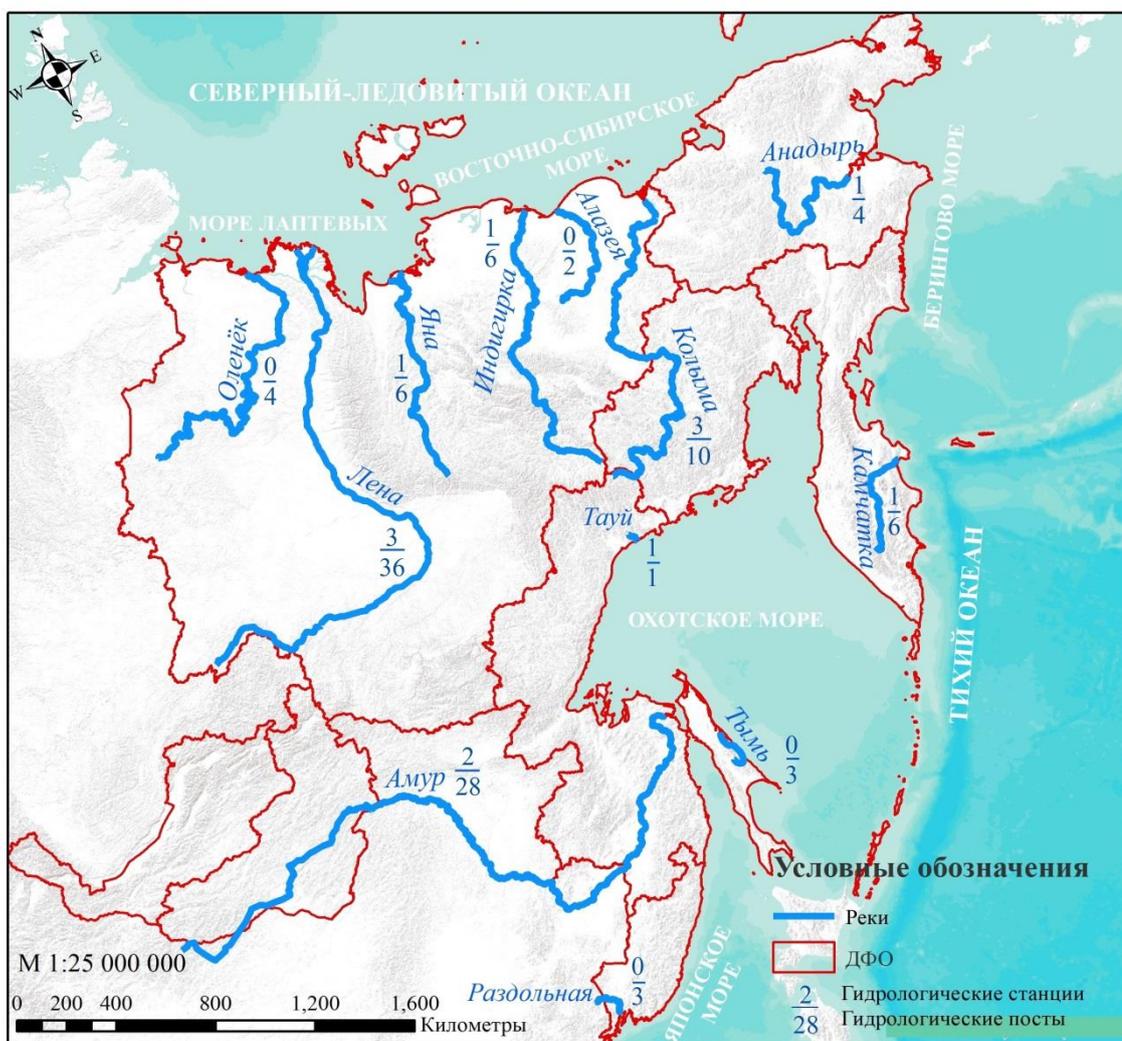


Рис 1. Карта – схема крупных рек Дальневосточного федерального округа, впадающих в моря.

В таблице 2 представлены ближайшие гидрологические посты к устьевым зонам исследуемых рек.

Таблица 2. Гидрологические посты, ближайшие к устьевым зонам крупных рек Дальневосточного федерального округа, впадающих в моря

№	Река	Длина	Код поста	Пост	Расстояние от устья, км	Наблюдения на посту	
						гидрологические	гидрохимические
1	Оленёк	2270	03814	Таймылыр	92	+	-
2	Лена	4400	03825	Хабарова	103	+	+
3	Яна	872	03864	Нижнеянск	22	+	+
4	Инди́гирка	1726	03872	Чокурда	187	+	+
5	Алазея	1590	03882	Андрюшкино	521	+	+
6	Колыма	2129	01805	Черский	129	+	+
7	Анадырь	1150	01500	Усть-Белая	235	+	+
8	Камчатка	758	02021	Ключи	758	+	+
9	Амур	2824	05805	Николаевск-на-	48	+	+

				Амуре			
10	Тауй	378	01566	Талон	36	+	+
11	Тымь	330	04034	Ныш	80	+	+
12	Раздольная	245	05600	Тереховка	72	+	+

Заключение

Анализ расположения гидрологических постов показывает, что наибольшее количество наблюдений проводится на значительном расстоянии от устьевых зон.

Увеличение количество постов наблюдений в устьевых зонах позволило бы получать данные, необходимые для оценки и изучения влияния стока рек на загрязнения морей и Мирового океана. Также следует отметить, что необходимо расширять сеть и наблюдений за качеством морских водных объектах, особенно в тех бухтах, куда впадают крупные и трансграничные реки.

Речной сток – важнейший путь поступления загрязняющих веществ в морскую среду. Оценка количества загрязняющих веществ, выносимых речными водами, исключительно важна для изучения ассимиляционной емкости прибрежных экосистем, а также для исследования биогеохимических циклов химических соединений [2]. Устьевые участки рек могут быть важными индикаторами антропогенных изменений происходящих в зоне взаимодействия речных и морских вод.

Список литературы

Качество морских вод по гидрохимическим показателям. Ежегодник 2019. Электронная версия.

В. А. Иванов, К. В. Показеев, Е. Е. Загрязнение мирового океана: учебное пособие / Совга; Московский гос. ун-т им. М. В. Ломоносова, Физический фак. - Москва : МАКС Пресс, 2006. - 163 с.

L.J. J. Meijer, T. van Emmerik, R. van der Ent, C. Schmidt, L. Lebreton, More than 1000 rivers account for 80% of global riverine plastic emissions into the ocean. *Sci. Adv.* 7, eaaz5803 (2021).

Конвенция по охране и использованию трансграничных водотоков и международных озер. [Электронный ресурс] URL:

https://www.un.org/ru/documents/decl_conv/conventions/watercourses_lakes.shtml

Автоматизированная система учета наблюдательных подразделений Росгидромета. [Электронный ресурс] – URL: <http://asunp.meteo.ru/portal/asunp/>

ВОДНЫЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМЫ РЕКИ ПУР В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ

WATER AND ICE REGIMES OF THE PUR RIVER IN MODERN CONDITIONS

Сапоцкая Надежда Александровна^{1,2}¹ *Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург*² *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт*Sanotskaya Nadezhda Alexandrovna^{1,2}*1 Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg**2 Arctic and Antarctic Research Institute***Введение**

В связи с активным развитием Арктической зоны РФ и наличием крупных месторождений природных богатств, транспортная значимость рек Западной Сибири возрастает и, следовательно, знание водного и ледового режима рек является необходимым.

Река Пур образуется от слияния рек Пяку-Пур и Айваседа-Пур. Площадь бассейна в месте слияния этих рек равна 57 500 км² и возрастает к устью р. Пур до 112 000 км². От истоков р. Пяку-Пур общая длина р. Пур составляет 1024 км.

Исходные данные

Для изучения водного и ледового режима собраны данные о метеорологических и гидрологических характеристиках. Метеорологические данные получены с сайта <http://aisori-m.meteo.ru>. Гидрологические данные собраны по материалам «Гидрологических ежегодников» за период 1939-2012 гг., данные за период 2013-2019 получены с сайта АИС ГМВО. Для исследования выбраны посты, представленные таблице 1.

Таблица 1 – Гидрологические посты

Название водного объекта и пункта наблюдений	Код пункта наблюдений	Расстояние (км.) от		Площадь водосбора, км ²	Период действия число, месяц, год		Отметка нуля поста	
		истока	устья		открыт	закрыт	высота, м	система высот
р.Пяку-Пур - пгт Тарко-Сале	11574	539	3.40	31400	01.08.38	Действ.	15.31	БС
р.Пур - пгт Уренгой	11571	144	245	80400	07.09.48	Действ.	5.86	БС
р.Пур - пос.Самбург	11807	303	86.0	95100	07.10.36	Действ.	-2.12	БС

Климат на территории водосборного бассейна р. Пур суровый. Ровная, открытая с севера и юга местность способствует интенсивному воздухообмену с прилегающими к ней северными и южными районами Сибири и вызывает резкие колебания температурного режима. Среднегодовая температура воздуха для всего бассейна составляет -5,8° (МС Тарко-Сале, 1937-2019), абсолютный минимум -54,6° (26-27.01.1973), абсолютный максимум 33,7° (08.07.2007). Среднее значение атмосферных осадков за год составляет 526 мм (МС Тарко-Сале, 1966-2018).

Результаты

Изменения в среднегодовых расходах воды представлены на рис. 1.

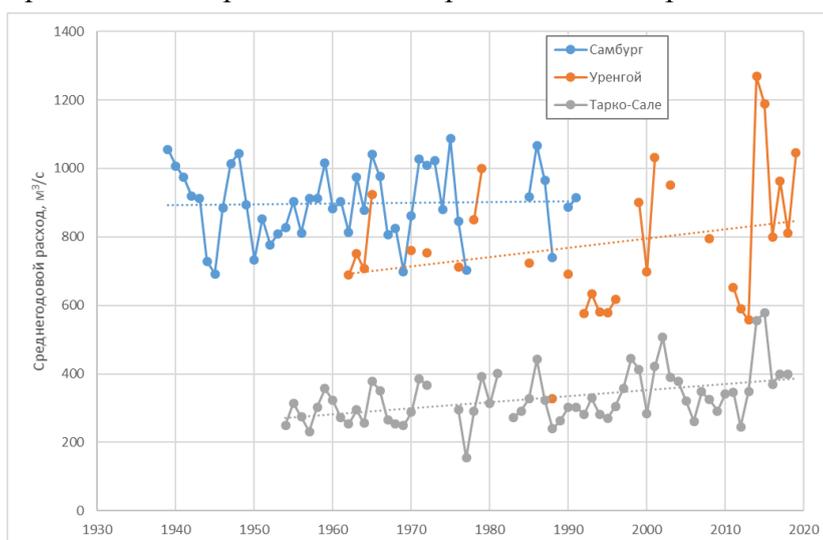


Рис 1. Среднегодовые расходы воды по исследуемым постам за период наблюдений.

На рис. 1 видно, что в целом наблюдается тенденция к увеличению среднегодовых расходов воды. Проверка значимости тренда показала, что тренд значим для рядов наблюдений по постам Тарко-Сале и Уренгой.

Из сложностей можно отметить большие пропуски данных. В данном регионе наблюдается большой недостаток количества постов (согласно с требованиями ВМО). Стандартные методы восстановления пропусков дают неудовлетворительный результат. Поэтому в данной работе данные не восстанавливались и использовались только наблюдаемые значения.

Внутригодовое распределение стока по исследуемым постам за период наблюдений представлено на рис. 2.

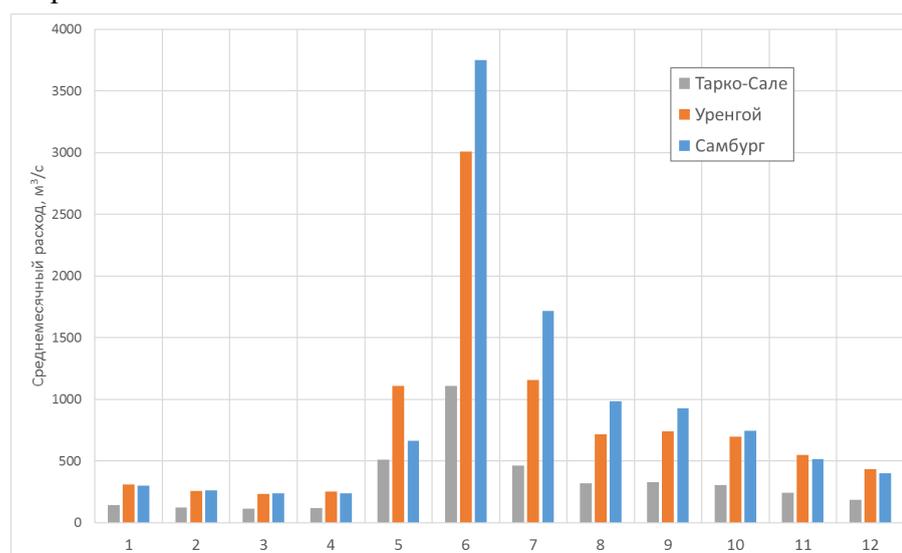


Рис 2. Внутригодовое распределение стока по исследуемым постам за период наблюдений.

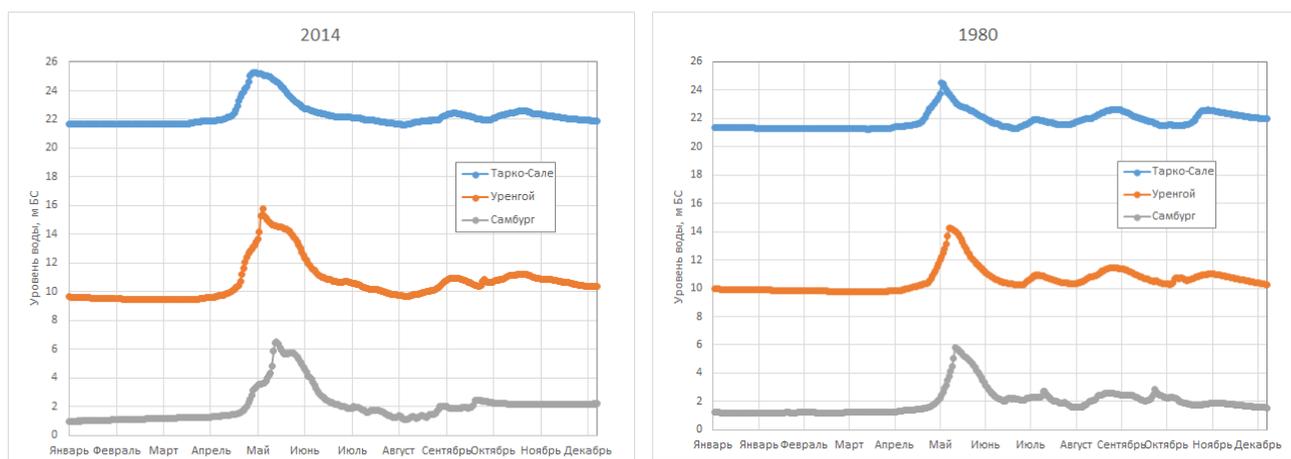


Рис 3. Совмещенные графики колебания воды в 2014 г., который соответствует максимальному среднегодовому расходу воды, и в 1980 г., который соответствует минимальному среднегодовому расходу воды.

Заметный подъем уровня весной начинается вскоре после перехода температуры воздуха через 0° , со времени начала поступления талых вод со склонов Сибирских Увалов в верховья р. Пур. В первой половине мая, как правило, отмечается начало половодья. Средняя продолжительность весеннего половодья у Самбурга равна 81 дням, причем период подъема горизонта воды составляет около 30% от общего времени половодья. Пик паводочной волны проходит в первой декаде июня. Как правило, максимальные уровни половодья наблюдаются в период ледохода. При этом в районах Тарко-Сале и Уренгой отмечаются заторы льда (табл. 2).

Таблица 2 – Характеристики весеннего половодья р. Пур

Пункт наблюдений	Период наблюдений	Средняя дата		Продолжительность, дни		
		начала	окончания	подъема	спада	половодья
Самбург	1937-2019	14 мая	3 августа	25	56	81
Уренгой	1949-2019	10 мая	29 июля	24	56	80
Тарко-Сале	1939-2019	5 мая	22 июля	24	53	77

Пункт наблюдений	Интенсивность, см/сутки		Максимум весеннего половодья		Минимальный зимний уровень, м БС	Амплитуда, см
	подъема	спада	уровень, м БС	средняя дата		
Самбург	19	8	5,74	9 июня	1,10	466
Уренгой	21	8	14,50	3 июня	9,55	495
Тарко-Сале	15	6	24,87	29 мая	21,5	339

Пик паводочной волны перемещается вниз по реке со средней скоростью 30 км/сутки и за 10 суток проходит от Тарко-Сале до Самбурга. Высота волны по мере продвижения по реке возрастает от 3 м около Тарко-Сале до 5 м в районе Уренгой, несколько снижаясь при последующем приближении к устью, где происходит ее распластывание. Спад весеннего

половодья по сравнению с подъемом происходит более замедленно, составляя у Самбурга в среднем 56 дней.

Продолжительность половодья удобно визуализировать с помощью диаграммы Ганта (рис. 4).

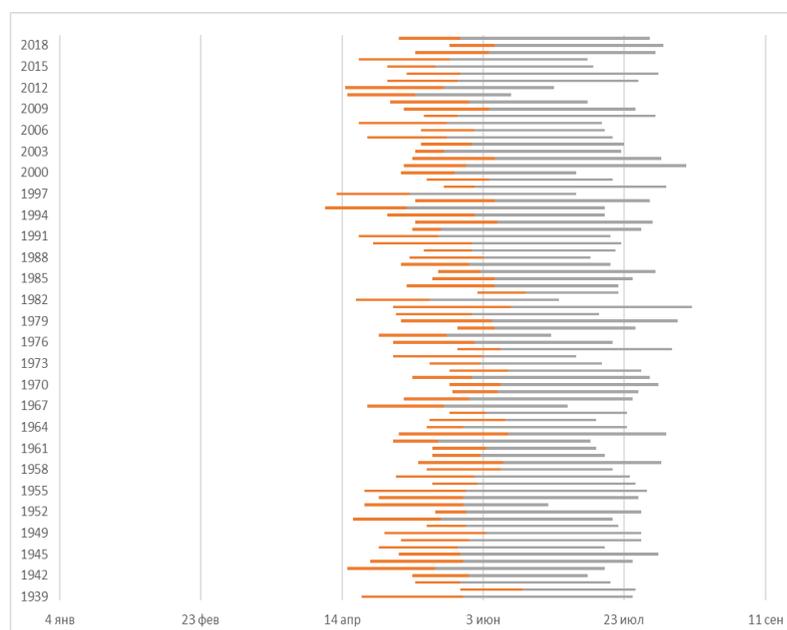


Рис.4. Продолжительность половодья. Р. Пяку-Пур – Тарко-Сале. Оранжевым цветом представлена продолжительность половодья от начала до максимума, серым – от максимума до окончания половодья

Продолжительность ледовых явлений представлена в таблице 3. В графе с продолжительностью ледостава для сравнения представлены данные из монографии «Ресурсы поверхностных вод» (РПВ). Видно, что по сравнению с РПВ средняя продолжительность ледостава уменьшилась в среднем на две недели.

Таблица 3 – Продолжительность ледовых явлений

Река - пост	Период наблюдений	Продолжительность ледостава	Продолжительность ледовых явлений
р. Пяку-Пур – с. Тарко-Сале	1979-2019	205 (220 РПВ)	227
р. Пур – пгт Уренгой	1979-2019	206 (225 РПВ)	223
р. Пур – пос. Самбург	1979-1992, 2000-2002, 2004-2019	216 (230 РПВ)	241

Для визуализации данных из табл. 3 на рис. 4 представлен график изменения продолжительности ледовых явлений и ледостава по посту р. Пяку-Пур – Тарко-Сале. Можно отметить достаточно выраженную тенденцию к уменьшению продолжительности ледовых явлений и ледостава. Такая же картина наблюдается и на других двух постах.



Рис 4. Продолжительность ледовых явлений (верхние точки) и ледостава (нижние точки).

Средние даты ледовых явлений представлены в таблице 4. Так же, как и в предыдущей таблице, для сравнения приведены данные по РПВ. Даты в табл. 4 получены путем обработки данных ежегодников. Даты по РПВ сняты с карт. Получается, что для получения примерных дат ледовых явлений по неизученным рекам в данном районе можно использовать карты.

Таблица 4 – Даты ледовых явлений.

Река-пос т	Дата начала осенних и зимних ледовых явлений		Весенние ледовые явления				
	ледовых явлений	ледостава	дата начала		высший уровень ледохода		дата конца ледовых явлений
			ледовых явлений	ледохода	дата	уровень, см	
р. Пяку-Пур – с. Тарко-Сале	13.10	24.10 (22.10 РПВ)	27.05	27.05 (30.05 РПВ)	27.05	945	28.05 (30.05 РПВ)
р. Пур – пгт Уренгой	11.10	25.10 (20.10 РПВ)	18.05	30.05 (03.06 РПВ)	31.05	857	01.06 (05.06 РПВ)
р. Пур – пос. Самбург	10.10	18.10 (15.10 РПВ)	22.05	05.06 (10.06 РПВ)	06.06	759	07.06 (10.06 РПВ)

Заключение

На основании результатов расчетов и обобщений информации гидрологических ежегодников видно, что гидрологические характеристики водного и ледового режима рек арктической зоны меняются. И в то же время отдельные материалы РПВ можно использовать для описания режима неизученных рек.

В связи с активным освоением и развитием Арктической зоны представляется совершенно необходимым восстанавливать и развивать сеть гидрометеорологических станций и постов в указанном регионе.

Список литературы

Соловьева З.С. Уровенный режим р. Пур // Труды ААНИИ. Том 297. Проблемы гидрологии устьевых областей сибирских рек. Л.: Гидрометеоздат, 1972. – С. 92-103.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 15. Алтай и Западная Сибирь. Выпуск 3. Нижний Иртыш и Нижняя Обь. – Л.: Гидрометеоздат, 1973. – 426 с.

ПОЛЕВЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ ПЕЧОРЫ
В АВГУСТЕ 2020 г.

FIELD HYDROLOGICAL CAMPAIGN IN THE PECHORA ESTUARY OF AUGUST 2020

**Попрядухин А.А.¹, Алабян А.М.^{1,2}, Василенко А.Н.¹, Демиденко Н.А.³,
Крыленко И.Н.^{1,2}, Панченко Е.Д.^{1,2}, Севастьянова Л.Ю.⁴**

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

² *Институт водных проблем РАН, г.Москва, Россия*

³ *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

⁴ *ОГМС Нарьян-Мар Северного УГМС, Нарьян-Мар*

**Popryadukhin A.A.¹, Alabyan A.M.^{1,2}, Vasilenko A.N.¹, Demidenko N.A.³,
Krylenko I.N.^{1,2}, Panchenko E.D.^{1,2}, Sevastyanova L.Yu.⁴**

¹ *Lomonosov Moscow State University, Russia*

² *Institute of Water Problems of Russian Academy of Sciences, Russia*

³ *Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Russia*

⁴ *Northern Agency for Hydrometeorology, Naryan-Mar branch, Russia*

В августе 2020 г. состоялась гидрологическая экспедиция в устье Печоры (рис. 1), результаты которой позволяют коренным образом переосмыслить динамику вод в микроприливной дельте крупнейшей реки Западного сектора Российской Арктики. Кроме того, полученные результаты вновь поднимают вопрос о том, какие дельты на Российском Арктическом побережье следует считать приливыми.

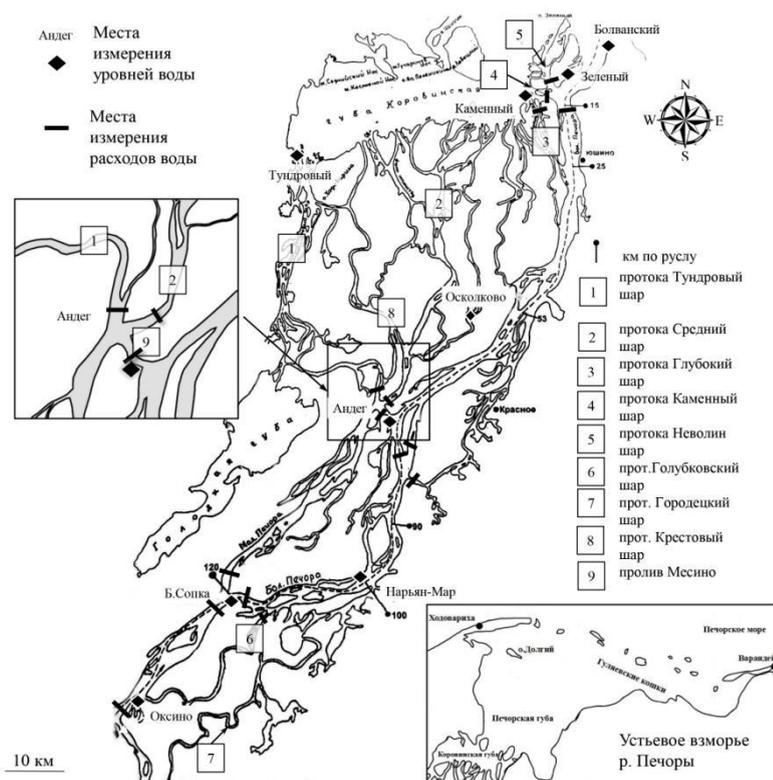


Рис 1. Схема полевых работ в устьевой области Печоры 14-25 августа 2020 г.

Использование новейшего гидрологического и геодезического оборудования (акустические профилографы течений, барометрические регистраторы уровня воды – «логгеры», система дифференциального спутникового позиционирования) позволило выявить ранее неизвестные особенности циклических изменений гидравлических параметров водотоков дельты, вызываемые приливными колебаниями уровня моря.

Анализ изменения уровней воды по логгерам позволил получить представление о темпах и характере распространения приливной волны вдоль морского края дельты и вверх по главному руслу Печоры. Ввиду относительно медленной трансформации волны ее фазовая скорость при расчете по продвижению гребня (максимум уровня) и фронта (начало прилива) оказалась практически одинаковой. Наибольшие различия наблюдаются на участках наибольшей трансформации волны – непосредственно после захода в русло Большой Печоры со взморья и на перекатном участке Большой Печоры выше г. Нарьян-Мара. Для этих же участков характерно наименьшая скорость распространения волны – 13-16 км/ч, при том что на остальных участках русла она составляет 20-22 км/ч.

Скорость продвижения приливной волны от мыса Болванский Нос в западном направлении по мелководной Коровинской губе можно оценить в 12-13 км/ч, при этом высота волны уменьшается более чем в два раза. В устье Тундрового Шара (самого западного дельтового рукава) прилив начинается спустя 4,5 часа после прихода приливной волны к устьевому створу основного рукава дельты, по которому она за это время успевает распространиться вверх на 90 – 95 км. Таким образом, в различные фазы приливного цикла в водотоках дельты возникают обратные уклоны водной поверхности, что приводит к появлению реверсивных течений и существенному изменению распределения стока между основными дельтовыми рукавами.

Приливные колебания уровня воды прослеживались и выше вершины дельты, где в 141 км от устьевого створа расположен опорный гидрологический пост с. Оксина и проявились там в почти двукратном изменении расхода воды в ходе приливного цикла. При стоковом расходе воды 1,5-2,0 тыс м³/с и максимальной величине прилива 1,0 м у мыса Болванский Нос в устье главного русла Печоры наблюдались реверсивные движения водных масс с максимальными расходами воды 4,11 тыс м³/с в сторону реки на приливе и 4,76 тыс м³/с в сторону моря на отливе. При этом поступления осолоненных морских вод в русло зафиксировано не было.

На участке от с. Оксина до с. Андег распределение стока между рукавами Большая и Малая Печора практически не зависело от фазы приливного цикла (рис. 2), при этом в Малую Печору поступало на 14% больше от суммарного расхода воды, чем в Большую. В правобережных второстепенных рукавах Глубоковский и Городецкий Шар транзитный сток отсутствовал, течения в них носили исключительно реверсивный характер и инициировались колебаниями уровня воды на их выходе в Большую Печору. При этом была установлена значительно большая вариация стока, по сравнению с более ранними измерениями экспедиции Государственного океанографического института в сентябре 2011 г. [1], которые выполнялись недостаточно продолжительной серией и при меньшей высоте приливной волны.

Основное перераспределение стока реверсивными течениями происходит в районе д. Андег, где от Малой Печоры влево отходят рукава Тундровый и Средний Шар. Распределение стока и динамика течений в этом узле в ходе приливного цикла носит

исключительно сложный характер (рис. 3) и является ключевым фактором обводнения западной части дельты Печоры.

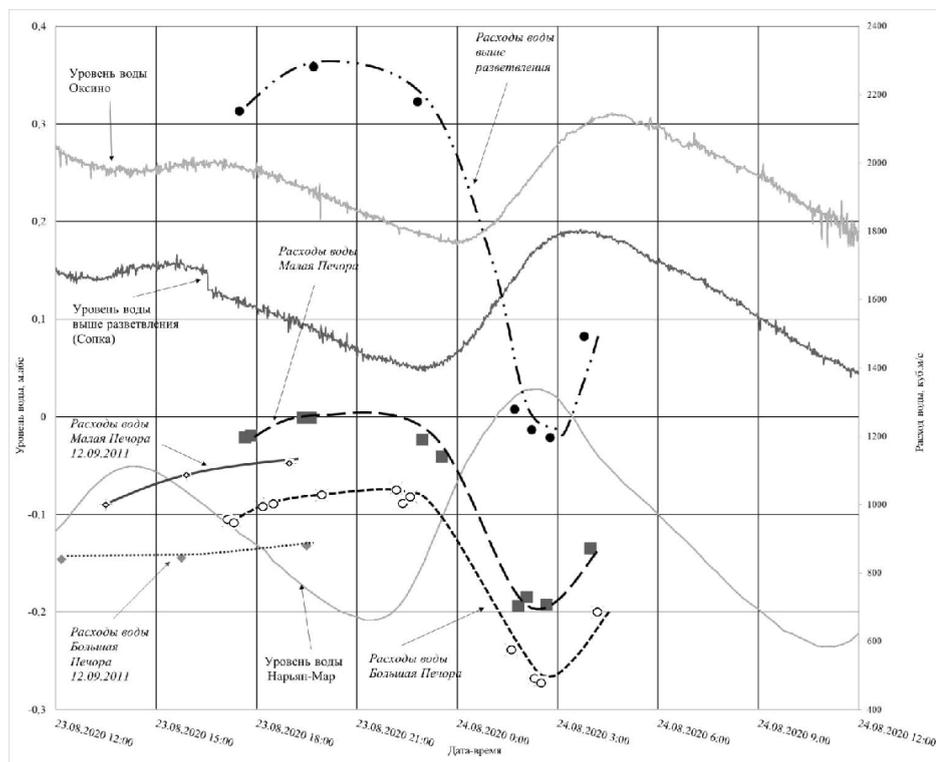


Рис. 2 Ход уровней и расходов воды в вершине дельты Печоры 23-24.08.2020 2020 г.

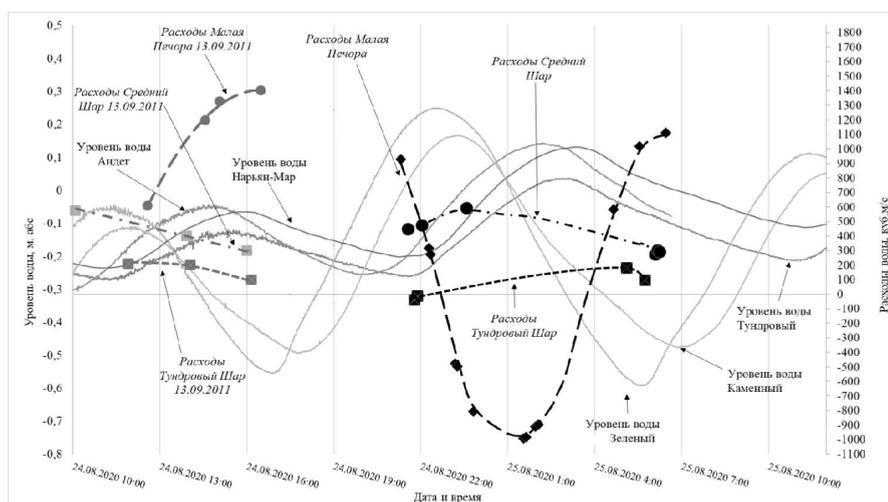


Рис. 3. Ход уровней и расходов воды в Андегском узле разветвления 24-25.08.2020 г

Благодарности

Работа выполнена по госзаданию кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ (ЦИТИС 121051400038-1, раздел I.10), Института водных проблем РАН (0147-2019-0001, ЦИТИС АААА-А18-118022090056-0) и при финансовой поддержке РФФИ (проекты 18-05-60021 и 19-35-60032).

Список литературы

1. *Полонский В.Ф.* Влияние приливов на распределение стока воды в дельте Печоры // Арктика: экология и экономика. 2012. №2 (6). С.20-27.

ДВУМЕРНАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ ПЕЧОРЫ.

TWO-DIMENSIONAL HYDRODYNAMIC MODEL OF THE PECHORA ESTUARY

**Крыленко И.Н.^{1,2}, Алабян А.М.^{1,2}, Василенко А.Н.¹, Демиденко Н.А.³,
Панченко Е.Д.^{1,2}, Попрядухин А.А.¹**

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

² *Институт водных проблем РАН, г.Москва, Россия*

³ *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва*

**Krylenko I.N.^{1,2}, Alabyan A.M.^{1,2}, Vasilenko A.N.¹, Demidenko N.A.³, Panchenko E.D.¹,
Popryadukhin A.A.¹**

¹ *Lomonosov Moscow State University, Russia*

² *Institute of Water Problems of Russian Academy of Sciences, Russia*

³ *Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Russia*

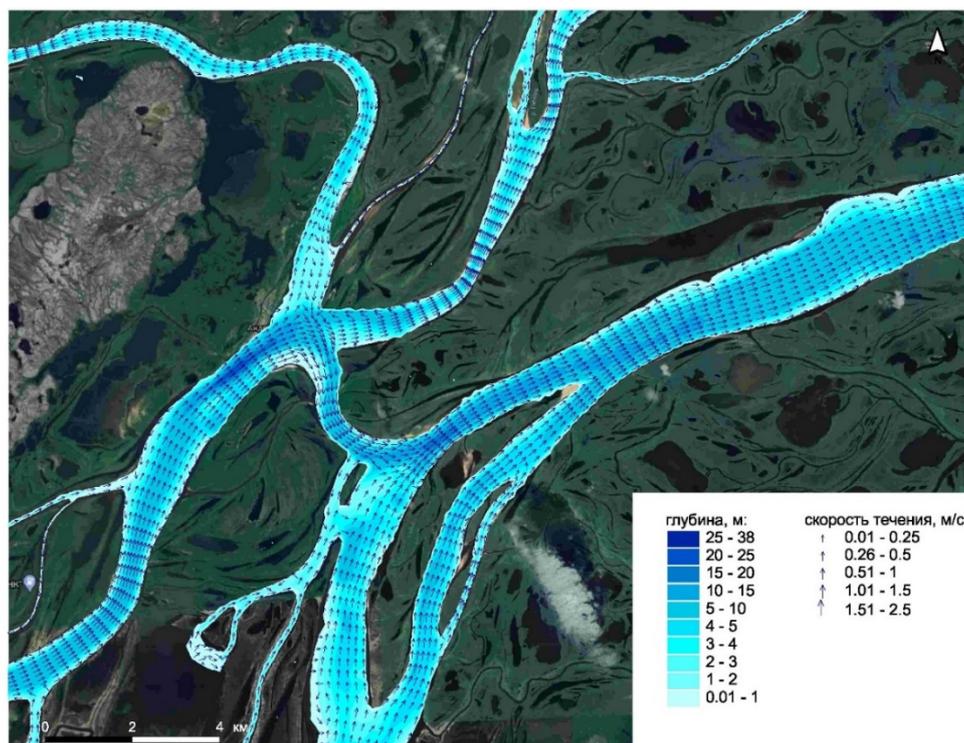
Двумерная гидродинамическая модель охватывает дельту р. Печоры и приустьевой участок реки до с. Великовисочное, где приливные колебания не проявляются даже в условиях межени. Это позволяет задавать на верхней границе модели постоянный расход воды. Суммарная протяженность области моделирования составляет 190 км, ширина достигает 45 км. Примерно в 120 км выше устьевого створа находится вершина дельты, где русло Печоры делится на два основных рукава — Большая Печора (восточный) и Малая Печора (западный). Ниже по течению от них ответвляются более мелкие водотоки, которые выходят в море более чем десятью основными протоками (Тундровый Шар, Большой Шар, Большой Осколков Шар, Глубокий Шар и др.). На правом берегу ответвления Большой Печоры находится город Нарьян-Мар, административный центр Ненецкого автономного округа с населением около 25 тыс. человек.

В качестве исходных данных для моделирования использовались результаты экспедиционных исследований в августе 2020 г., в ходе которых были выполнены промеры глубин на участках разветвлений; промеры глубин по продольным профилям; измерения расходов воды в ходе приливного цикла в различных створах; измерения колебаний уровня воды на различных участках дельты. Для задания рельефа в пределах моделируемой области привлекались данные лоцманских карт и цифровой модели рельефа ARCTIC DEM.

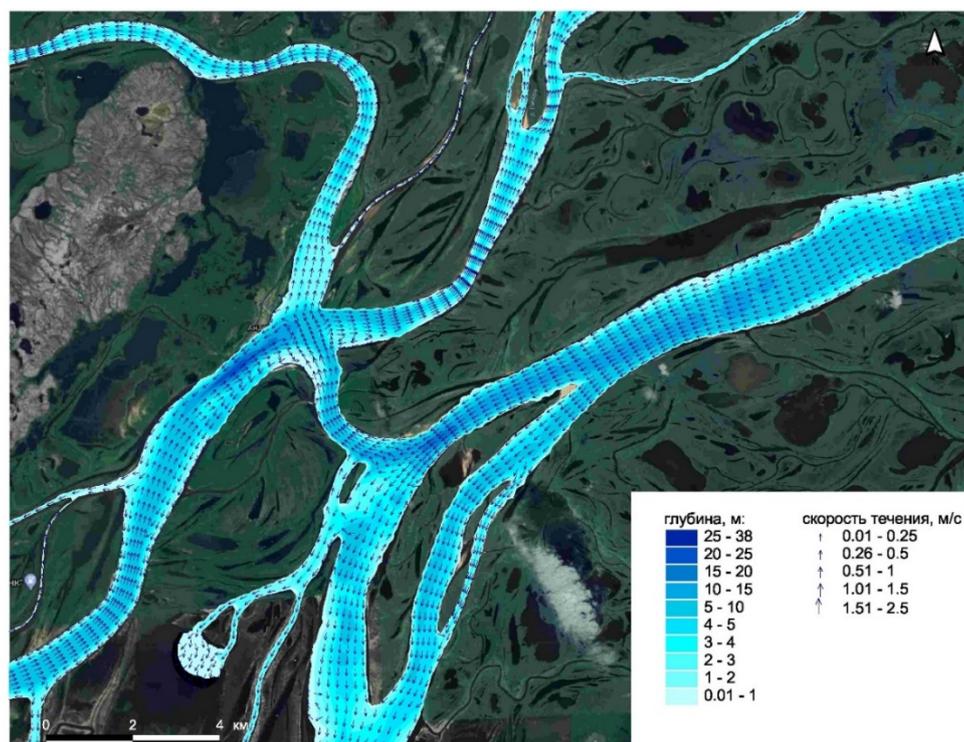
Для двумерного гидродинамического моделирования использовался программный комплекс STREAM_2D [Беликов В.В., 2014], основанный на численном решении двумерных уравнений Сен-Венана с использованием нерегулярных гибридных расчетных сеток. Созданная модельная сетка включает 65 тыс. расчетных ячеек и описывает все основные русловые разветвления и протоки в устьевой области.

Для калибровки и верификации модели использовались данные об измеренных расходах и уровнях воды в ходе нескольких приливных циклов. В связи с тем, что данные измерений уровней воды логгерами показали существенные различия в их временном ходе на выходе различных рукавов (что связано с особенностями распространения приливной волны в западную часть Коровинской губы), на нижней (морской) границе модели было задано четыре подграницы. Верифицированная модель адекватно воспроизводит уровни воды в контрольных створах - местах установки логгеров-самописцев в Андеге, Нарьян-Маре, в вершине дельты у д. Большая Сопка и у опорного гидрологического поста с.Оксино в течение нескольких приливных циклов с 21 по 25 августа 2020 г., а также приливные колебания расходы воды в створах измерений. Результаты моделирования подтверждают приливной характер изменения уровней воды в вершине дельты и у с. Оксино. В Андегском

узле разветвления (соединение Большой и Малой Печоры протокой Месино) моделирование достоверно воспроизводит реверсивные течения в ходе приливного цикла (рис. 1).



а)



б)

Рис 1. Рассчитанные на основе двумерной модели STREAM_2D глубины и скорости течения в Андегском узле в устьевой области р. Печоры: а) прямое течение (24/08/2020 20:00), б) обратное течение (25/08/2020 02:00)

Разработанная двумерная гидродинамическая модель использовалась для сценарных расчетов изменений гидравлики потока при возможных климатических изменениях в XXI в. Для оценки изменений стока использовались результаты моделирования стока на основе

модели ECOMAG по данным пяти глобальных климатических моделей ансамбля CMIP5 (GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM). Для бассейна Печоры результаты моделирования стока показывают снижение максимальных и среднегодовых расходов воды на середину XXI в. (осредненных за 30-летний период 2036-2065 гг.) по сравнению с историческим периодом той же продолжительности 1971-2001 гг. В среднем по ансамблю климатических моделей возможное снижение средних максимальных расходов воды составляет 7% (от 4 до 10% в зависимости от климатического сценария), для периода межени средние минимальные расходы воды меняются незначительно.

Для оценки изменений уровня моря использовались данные тех же глобальных климатических моделей. Все климатические модели при всех сценариях эмиссии парниковых газов прогнозируют рост уровня моря, который в среднем по ансамблю моделей к середине XXI в. может составить 29 см при межмодельном разбросе от 15 до 52 см.

В качестве верхнего граничного условия для периода половодья использовался средний максимальный расход р. Печоры за период 2000-2014г. 28767 м³/с. Для периода межени задавался расход воды близкий к условиям, наблюдавшимся в ходе полевого выезда – 2000 м³/с. На нижней границе модели учитывались приливные колебания в современных условиях, при среднем росте уровня моря на 29 см и при максимальном на 52 см (табл. 1)

Таблица 1. Граничные условия для сценарного моделирования гидродинамики устьевой области р. Печоры

№ сценария	Изменения расходов воды и уровня моря согласно сценариям изменения климата		Граничные условия	
	ΔQ , %	ΔH , м	Расход воды на верхней границе устьевой области, м ³ /с	Средний уровень воды на взморье, м БС
1	-	-	28767	-0,25
2	-	0,29	28767	0,04
3	-	0,52	28767	0,27
4	-7	-	26753	-0,25
5	-7	0,29	26753	0,04
6	-7	0,52	26753	0,27
7	-	-	2000	-0,25
8	-	0,27	2000	0,04
9	-	0,27	2000	0,27

По результатам сценарных расчетов по разработанной гидродинамической модели устьевой области р. Печоры рост уровней моря приводит к подпорному увеличению уровней воды по длине основного рукава, так в 15 км от устьевого створа при росте уровня моря на 29 см уровни воды растут на 7 см, при росте уровня моря на 52 см - на 18 см. Выше по течению подпорное влияние выклинивается, у г. Нарьян-Мар (100 км от устья) в половодье оно не превышает 2-3см. При росте уровня моря в половодье возможно увеличение площади затопления пойменных земель. При росте уровня моря на 29 см оно составит около 2,5%, при дальнейшем росте уровня моря на 52 см может достигнуть 12%. Увеличение зоны затопления при росте уровня моря коснется главным образом малоосвоенных участков поймы (рис. 2). При сочетании ожидаемых изменений максимального стока (уменьшение на 7%) и одновременного роста уровня моря, последний будет компенсироваться уменьшением стока.

В межень ожидаемые изменения стока незначительны, однако рост уровня моря может привести к увеличению дальности проникновения обратных течений по основному рукаву Печоры на 3-7 км (до расстояния до 93-97 км от устьевого створа, до г. Нарьян-Мар). Таким

образом, при росте уровня моря возможно увеличение интенсивности приливных течений в черте города и активизация неблагоприятных русловых процессов на данном участке.

Приливные колебания с амплитудой более 10 см в межень распространяются выше узла разветвления р. Печоры на Малую и Большую Печору (далее 120 км от устья) и пролеживают у с. Оксино (142 км от устья) при всех расчетных сценариях. При этом подпорное влияние роста уровня моря в межень за счет большой дальности проникновения приливных колебаний выше, чем в половодье. Так у г. Нарьян-Мар при расходах воды 2000 м³/с по результатам моделирования оно составляет около 20 см при росте уровня моря на 29 см и до 40 см при росте уровня моря на 52 см.

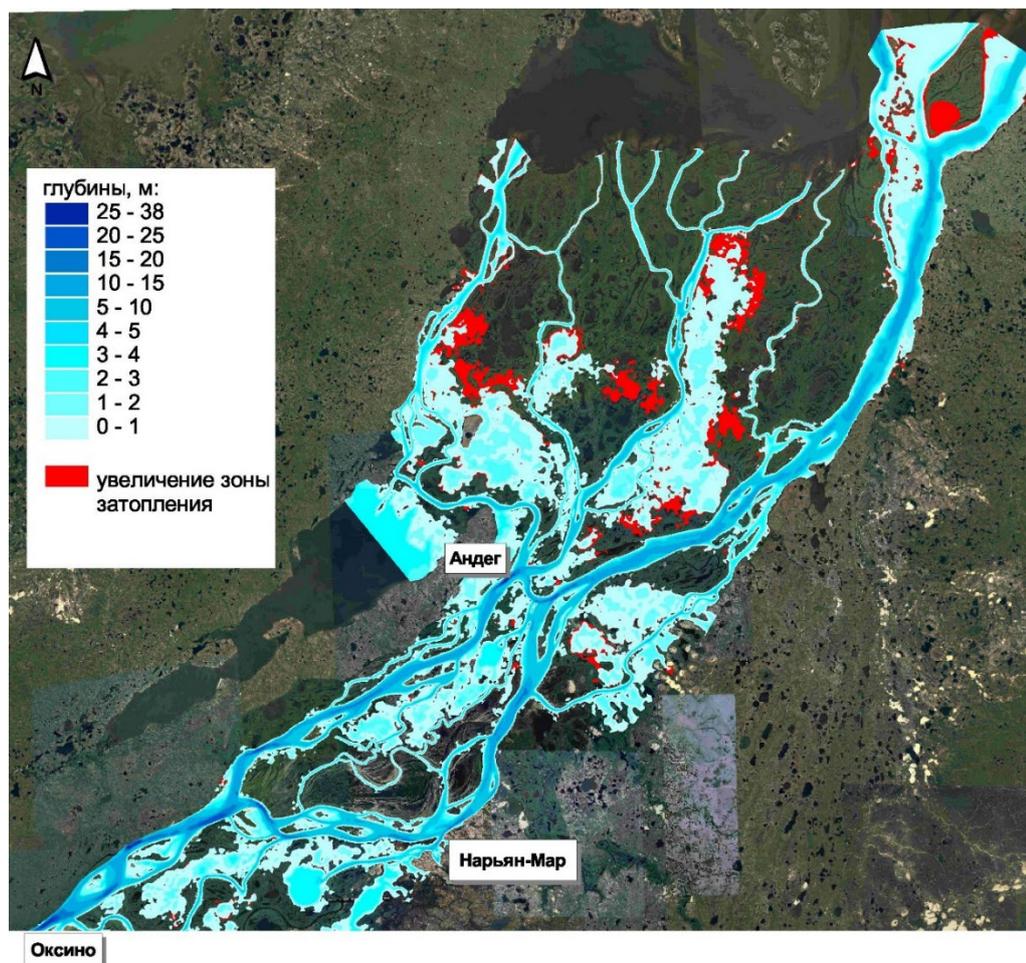


Рис 2. Рассчитанные на основе двумерной модели STREAM 2D глубины в устьевой области р. Печоры при среднемноголетнем максимальном расходе воды половодья в современных условиях и возможное увеличение зоны затопления при росте уровня моря на 52 см.

Благодарности

Работа выполнена по госзаданию кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ раздел I.10, номер ЦИТИС 121051400038-1), Института водных проблем РАН (0147-2019-0001 (ЦИТИС АААА-А18-118022090056-0) и при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 18-05-60021, № 19-35-60032).

Список литературы

Беликов В.В., Кочетков В.В. Программный комплекс STREAM_2D для расчета течений, деформаций дна и переноса загрязнений в открытых потоках // Роспатент. Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2014612181. М. – 2014

УДК 504.454

ПРИЛИВНЫЕ УСТЬЯ РЕК И ФОРМУЛА ЛАГРАНЖА

TIDAL ESTUARIES AND LAGRANGE'S FORMULA

Панченко Евгения Дмитриевна

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Panchenko Evgeniya Dmitrievna

Lomonosov Moscow State University

Таблицы приливов, рассчитанные для пунктов в морских заливах и прибрежных районах морей, содержат достаточно точную информацию о высоте волны и времени наблюдения экстремальных значений уровня воды. В Белом море прилив практически симметричен: время роста уровня воды практически равно времени падения. Однако при проникновении прилива в устьевую область реки, в процессе взаимодействия морской воды с речной, а также в зависимости от строения устьевого взморья и русла реки, происходит трансформация приливной волны. Как правило, при удалении от устьевого створа вверх по руслу реки величина прилива уменьшается, асимметрия формы волны увеличивается (время роста волны становится значительно меньше времени падения). При этом для организации различных видов хозяйственной деятельности (судоходства, рыбалки) в устьях рек необходимы знания о движении приливной волны, особенно о времени начала приливного подъема уровней воды и времени наступления полной воды в конкретных пунктах, удаленных от устьевого створа.

Особенности распространения приливной волны по устьевым участкам рек и закономерности ее трансформации были исследованы на основе данных измерений уровней воды в эстуариях Белого моря в 2015 – 2020 гг. [Алабян, Алексеева и др., 2017; Панченко, 2018]. Объектами изучения стали как устья больших рек (Онега, Мезень), так и устья малых рек (Кянда, Тамица (Онежский залив), Лая (дельта Северной Двины), Сёмжа (эстуарий Мезени)). Уровни воды измерялись одновременно в нескольких пунктах, расположенных на всем протяжении устьевого участка реки, с помощью логгеров фирм Solinst и Keller. Также для анализа использовались данные о рельефе русел, полученные в ходе промерных работ. Измерения уровней воды выполнялись в различные фазы водного режима: летнюю межень, период повышенного стока из-за дождевого паводка, зимнюю межень с ледоставом.

Эстуарии Онеги, Кянды, Тамицы являются мезоприливными с величиной прилива в устьевом створе 1,5 – 2,5 м. Величина прилива в устье Сёмжи достигает 8 м, в устье Лаи 0,5 – 1 м. На Онеге приливные колебания уровней воды в условиях межени распространяются примерно на 26 км, на Мезени – около 100 км. Дальность распространения приливов на Сёмже составляет 22 км, на Лае – порядка 25 – 30 км. На Кянде приливы не распространяются выше 10 км, на Тамице – выше 2,5 км. Таким образом, выбранные объекты исследования с точки зрения приливов в рамках Белого моря представляют большое разнообразие.

Скорость движения любой волны определяется по скорости движения ее характерных точек, а именно фронта и гребня. Для волны половодья и паводка традиционно расчет выполняется по гребню. Однако для устьев рек, где приливная волна сильно

трансформируется, скорости движения фронта и гребня волны значительно различаются. Более того, для ряда устьев расчет скорости по гребню выполнить в принципе невозможно в силу особенностей распространения прилива. Например, на Кянде и Тамице полная вода наступает одновременно на всем устьевом участке, и скорость движения волны по гребню стремится к бесконечности. На Лае и Онеге, где максимальный уровень воды фиксируется последовательно на различном расстоянии от устья, рассчитанная по гребню скорость движения волны в среднем в два раза превышает скорость движения фронта. Таким образом, при расчете скорости движения приливной волны по устью реки необходимо ориентироваться на движение фронта волны, а не ее гребня. Для расчета времени наступления полной воды (или любого другого уровня) в каком-либо пункте при известном уровне воды в устье нужно использовать данные о скорости движения фронта, а также о времени роста уровней воды в данном пункте.

Для устьев больших рек характерно уменьшение скорости распространения волны при удалении от устьевого створа. На малых реках скорость движения определяется скорее местными факторами (строением русла: чередование плесов и перекатов, наличие порогов). Наличие ледяного покрова практически не влияет на скорость движения прилива.

Для расчета скорости движения длинных волн в океане широко используется формула Лагранжа:

$$c = \sqrt{gh}, \quad (1)$$

где c – скорость движения волны, g – ускорение свободного падения, h – глубина.

Из-за простоты и малого количества входных данных формула используется и для рек (с учетом течения реки):

$$c = \sqrt{gh} - u, \quad (2)$$

где u – средняя скорость речного потока.

Однако корректность получаемых результатов для устьевых участков, где существенную роль играет рельеф, требует оценки. При выводе формулы Лагранжа (1) из уравнений мелкой воды принимается допущение, что высота волны на несколько порядков меньше глубины потока [Караушев, 1969]. Это условие в различной степени не соблюдается на устьевых участках рек. Так, для Онеги глубины на фарватере превышают высоту волны в 3 – 4 раза. Но для малых рек величина прилива соизмерима с глубиной, а на Сёмже она даже превышает в несколько раз глубины реки в малую воду.

Было выполнено сравнение рассчитанных по формуле Лагранжа и по данным измерений скоростей движения приливных волн в устьях рек Белого моря (табл.1). Формула Лагранжа завышает скорости в несколько раз, причем для большого эстуария Онеги, например, разница между фактической и расчетной скоростью движения увеличивается при удалении от устья, что демонстрирует усиливающееся влияние рельефа.

Таблица 1. Сравнение фактических и рассчитанных по формуле Лагранжа скоростей движения приливных волн по устьевым участкам некоторых рек Белого моря

Река	Участок (расстояние от устьевого створа)	Скорость движения приливной волны
------	--	--------------------------------------

		по формуле Лагранжа	фактически
Онега	2 – 6 км	3,1	2,2
	6 – 12 км	3,1	1,3
	12 – 18 км	3,4	1,1
Мезень	39 – 43 км	3,9	2,2
Кянда	0 – 1,5 км	2,1	1,7
	1,5 – 2,8 км	2,1	0,5
Лая	1,8 – 7 км	3,6	1,4
	7 – 11,1 км	1,9	1,1
Тамица	0 – 0,7 км	2,7	0,1

На малых реках скорость распространения волны полностью определяется строением русла: например, на Кянде на участке 0 – 1,5 км рассчитанная и фактическая скорости различаются на 20%, а на участке 1,5 – 2,8 км, где расположен крупный пережат, скорости, определенные по формуле Лагранжа, превышают фактические в четыре раза.

Таким образом, приведенные результаты демонстрирует, что формула Лагранжа для расчета скорости движения приливной волны на устьевом участке реки использоваться не может даже для приблизительных оценок.

Список литературы

- Алабян А. М., Алексеева А. А., Демиденко Н. А., Кашицына А.С., Лебедева С.В., Льюменс М., Медин А.М., Одоев Л.С., Панченко Е.Д., Повалишников Е.С., Попрядухин А.А., Терский П.Н.* Полевые гидрологические исследования устьев рек Онежского залива в зимнюю и летнюю межень 2016–2017 гг / Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (школы) по морской геологии. М.: ИО РАН, 2017. Т. 3. С. 146–150.
- Караушев А.В.* Речная гидравлика. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 418 с.
- Панченко Е.Д.* Особенности движения приливных волн разной величины по руслам малых рек бассейна Белого моря (на примере рек Сёмжа и Кянда) // Морские исследования и образование (MARESEDU-2018): Труды VII Международной научно-практической конференции. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2018. Т.1. С. 102-104.

ДИНАМИКА ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА В МЕЗО- И МАКРОПРИЛИВНЫХ
ЭСТУАРИЯХ МАЛЫХ РЕК БЕЛОГО МОРЯ

SUSPENDED SEDIMENT DYNAMICS IN THE MEZO- AND MACROTIDAL SMALL
ESTUATIES OF THE WHITE SEA

Демиденко Николай Александрович^{1,2}, Панченко Евгения Дмитриевна³,
Попрядухин Артем Александрович³

Demidenko N. A.^{1,2}, **Panchenko E. D.**³, **Popriadukhin A.A.**³

¹ *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, demidenko_nikola@mail.ru*

² *Государственный океанографический институт им.Н.Н.Зубова, Москва*

³ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

¹ *Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences,*

² *Zubov State Oceanographic Institute, Senior Research Fellow, demidenko_nikola@mail.ru*

³ *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography*

Введение

Одной из характерных особенностей устьевых областей рек Западного сектора Российской Арктики является наличие хорошо развитых приливных явлений в Белом и Баренцевом морях. Здесь, если ориентироваться на большинство принятых в настоящее время классификаций, встречаются устья рек с микроприливыми (величина прилива менее 1 м), мезоприливыми (2-4 м) и макроприливыми (более 4 м) условиями. Иногда среди макроприливых эстуариев выделяют гиперприливы (величина прилива более 6 м).

. Экспедиционные исследования устьевых областей малых рек Кянда, Тамица, Сёмжа, Пья, выполненные в 2015-2019 гг., показали, что формирование областей повышенной мутности в приливых устьях малых рек является важным фактором, определяющим гидрохимический, гидробиологический и гидроэкологический режим эстуариев. Повышенная по сравнению с прилегающими участками реки и моря мутность вод (концентрация взвешенных наносов) в мезо- и макроприливых эстуариях наблюдается на участках реверсивных течений, вызванных приливыми колебаниями уровня воды на морском крае. Отмечается широкий диапазон колебания мутности в зависимости от фазы приливного цикла, характера перемешивания речных и морских вод, геолого-геоморфологического строения взморья и речного русла, а также погодных условий. При этом прослеживается закономерное изменение мутности в течение приливного цикла, когда ее максимум наступает практически одновременно с максимумом скорости приливного течения. Увеличению мутности способствуют ветровое волнение на устьевом взморье, взмучивающие донные отложения, и интенсивные ливневые осадки, выпадающие на поверхность обширных приливых осушек перед их затоплением. Минимальная мутность вод отмечается, непосредственно перед началом прилива при стоке чисто речных вод. Вертикальная стратификация мутности в малых эстуариях во время приливых и отливных

течений практически отсутствует ввиду интенсивного турбулентного перемешивания, однако в полную воду в моменты времени, близкие к смене направления течения, при оседании взвешенных частиц может быть заметной в плесовых лощинах речного русла.

Объекты и методы исследования

Мезоприливные эстуарии получили наибольшее распространение в Белом море. Они также встречаются в юго-восточной части Баренцева моря на западной границе Печорского моря. Макроприливные эстуарии характерны для северной части Белого моря (Мезенского залива и Воронки), а также в Баренцевом море на побережье Кольского полуострова и в Чёшской губе. В последние годы экспедиции МГУ, СЗО ИО РАН и ГОИНа выполняли исследования в устьевых областях рек Мезенского залива Белого моря (в эстуариях Мезени, Кулоя, Семжи, Пьи), а также на устьях рек Кянды и Тамицы в юго-восточную часть Онежского залива Белого моря (рис. 1).

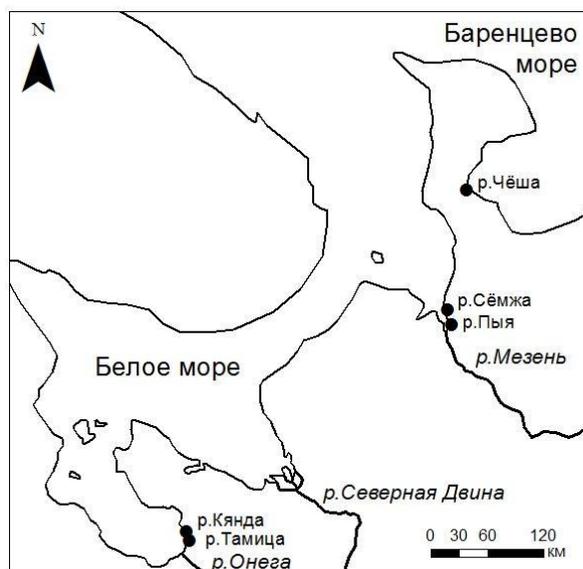


Рис. 1 Схема расположения объектов экспедиционных исследований

Экспедиции МГУ исследовали динамику вод и изменение концентрации взвешенного вещества в эстуариях в ходе приливного цикла. Длительность периода наблюдений составлял не менее 13 час. (полусуточный приливный цикл), при этом уровень регистрировался с частотой 1 мин. автоматическими самописцами уровня Keller (Швейцария) и Solinst (Канада), скорость и расход воды измерялись каждые 10-30 минут профилографом RiverRay фирмы Teledyne RD-Instruments (США), пробы воды на мутность отбирались не реже 0,5-1,0 час. в зависимости от фазы приливного цикла. Определение взвеси осуществлялось путем фильтрования отобранных проб объема 1,0-1,5 л через бумажные фильтры, их последующего высушивания и взвешивания в лабораторных условиях. В СЗО ИО РАН выделение взвеси проводилось методом мембранной ультрафильтрации под вакуумом через ядерные фильтры диаметром 47 мм и диаметром пор 0,45 мкм, изготовленные в Объединенном институте ядерных исследований (г. Дубна). Фильтрация каждой пробы воды проводилась через три параллельных ядерных фильтра с помощью вакуумного мембранного насоса НВМ 2×2-К производства ЗАО «Владисарт».

Обсуждение результатов

Формирование в приливных эстуариях зон повышенной мутности вод, в которой концентрации взвеси в разы и даже на порядки могут превышать значения, характерные для

морских вод прилегающих акваторий, показано в зарубежной и отечественной литературе. Одним из наименее определенных, однако, часто встречаемых в литературе понятий, является «мутевая пробка» или «пробка мутности» (англоязычные аналоги - sediment plug, sediment trap). Изначально эти термины применялись в случаях, когда высокие скорости течения, динамика соленых вод вдоль бороздины эстуария, активное ветровое волнение на устьевом взморье, процессы коагуляции и флокуляции в зоне смешения вод приводили к формированию чрезвычайно высокой мутности в эстуариях Северна, Темзы, Жиронды, Сены и др. [Мак-Доуэлл, О'Конор, 1983; Dyer, 1986]. В отечественной литературе приводятся значения 10-13 кг/м³ [Демиденко, 2009; Система Белого моря..., 2012; Демиденко и др., 2015] для эстуариев Мезени и Кулоя. Такая «пробка мутности» относится к участкам эстуариев, обычно к зоне соленых вод и реверсивных течений, сформированном в придонном горизонте толщиной 1-2 м от дна в период полной воды в верхней части эстуария и в период малой воды в нижней части эстуария. В периоды нарастания скоростей течения и при максимальных скоростях в фазу прилива или отлива она размывается и турбулентный поток поднимает значительную часть взвеси в верхние горизонты, вплоть до поверхности. В это время соотношение мутности на поверхности и у дна составляет 1÷3. При малой и полной воде в условиях формирования «пробки мутности» эти соотношения в мутности у поверхности и у дна могут составлять 1:10÷100 и более [Демиденко, 2009; Демиденко и др., 2015]. При этом было установлено, что для формирования «пробки мутности» в эстуарии в малую воду необходимы глубины 2-3 м и более.

В то же время понятие «пробка мутности» стало широко использоваться применительно к концепции маргинального фильтра [Лисицын, 1994]. В связи с этим одной из наиболее актуальных проблем для малых эстуариев является достоверная оценка пространственно-временной изменчивости содержания взвешенных веществ в зоне смешения речных и морских вод и специфики формирования в них зон повышенной мутности.

Сопоставление диапазонов изменения мутности исследованных рек (с учетом применения различных методик отбора и обработки проб) дает представление о степени пространственно-временной изменчивости данной характеристики в пределах рассматриваемой территории (табл. 1).

Таблица 1
Содержание взвеси в поверхностном горизонте мезо- и макроприливных рек бассейна Белого моря

Характеристика	Мезоприливные эстуарии						Макроприливные эстуарии		
	Кянда			Тамица			Пья	Сёмжа	
Площадь водосбора, км ²	510			465			790	490	
экспедиция	СЗО ИО РАН	МГУ	МГУ	СЗО ИО РАН	МГУ	СЗО ИО РАН	СЗО ИО РАН	ГОИН	МГУ
время проведения	июль 2016	август 2016	февраль 2017	август 2020	февраль 2017	апрель 2019	август 2019	апрель 2005	август 2018
величина прилива, м	1,7	1,9	1,5	1,7	1,3	1,1	5,1	6,1	7,8
	концентрация взвеси, г/м ³								

средняя	15,2	36,1	18,0	9,6	5,3	2,9	250	170	911
максимальная	36,2	71,9	36,1	12,0	11,6	6,8	719	317	2662
минимальная	4,2	10,8	8,5	7,1	0,9	1,0	141	90	198

Водосборы Сёмжи и Пьи располагаются в северной подзоне тайги с хорошо дренированными почвами, что обуславливает накопление в её устье наносов с частицами более высокой гидравлической крупности. Более высокие концентрации взвешенных веществ в эстуарии Кянды по сравнению с Тамицей можно объяснить относительно слабым развитием в последней приливных осушек, а также значительно более крупным составом русловых отложений, отражающих особенности геоморфологического строения низовьев Тамицы.

Взмучивание донных отложений приливными течениями является основным фактором появления высоких концентраций взвешенных веществ в рассматриваемых водных объектах. В условиях полусуточных приливов, характерных для Белого моря, максимумы скорости наблюдаются 4 раза в сутки на фазах прилива и отлива. При этом в случае несимметричности приливной волны, подходящей к устьевому створу, скорости приливных течений и значения приливных расходов воды превосходят максимальные скорости течения и расходы воды на отливе. Скорости обратных течений в начале фазы прилива в мезоприливных эстуариях могут достигать 0,7-0,8 м/с, а в макроприливных эстуариях – 1,3-1,5 м/с. Однако, если форма приливной волны близка к симметричной, скорости приливных и отливных течений могут быть сопоставимы, а их соотношение будет в значительной степени зависеть от величины речного стока.

Процесс взмучивания донных отложений получает максимальное развитие в начале фазы прилива, когда наблюдаются наибольший временной градиент изменения уровня воды и соответствующие ему максимальные темпы нарастания скорости течений при еще малых глубинах над приливной осушкой. Второй, менее четко выраженный, за время приливного цикла максимум мутности приходится на фазу отлива и на 1,5-2,0 часа запаздывает относительно максимума скорости отливного течения, который выражен не столь отчетливо по сравнению с максимумом скорости при приливе. Наименьшие значения мутности наблюдаются при полной воде во временной промежуток 2,0-2,5 часа при максимальном уровне, смене направления течения и постепенном увеличении скорости отливного течения. Таким образом, поступившие со взморья на устьевой участок реки тонкодиспесные частицы осаждаются на дно или же концентрируются в придонной части водной толщи, чтобы при отливе вновь быть вовлеченными в движение.

Для возникновения в эстуарии хорошо выраженной «мутевой пробки» необходимо сочетание высоких скоростей приливных течений (0,8-1,0 м/с и более), глубины потока в малую воду не менее 2 м и наличие обширных приливных осушек. Учитывая большое разнообразие геоморфологических характеристик устьев малых рек арктической зоны, локализация «мутевой пробки» может наблюдаться на морском участке устьевой области реки в пределах области реверсивных течений. Наибольшие значения максимальной мутности формируются в период открытого русла в макроприливных эстуариях. Так, в устье Сёмжи – 2,66 кг/м³, в устье р.Пьи – 719 г/м³. В мезоприливных эстуариях Кянды и Тамицы максимальная мутность на порядок меньше, достигая 100 г/м³.

Ветровое волнение способно вызвать большое замутнение вод на открытом устьевом взморье малой реки. На устьевом взморье р.Тамицы при умеренном северо-западном ветре и

волнении 1-2 балла 12.08.2016 г. по мере затопления осушки наблюдалось трехкратное увеличение мутности при движении водной массы по затопленной русловой бороздине к устьевому створу реки (с 21,5 до 63,7 г/м³). По мере выхода с устьевых участков реки мутность воды уменьшалась вместе с соленостью, как в результате осаждения взвеси, так и за счет разбавления осветленными речными водами, поступающими из реки на взморье в конце фазы отлива. Аналогичное развитие процесса в эстуарии р. Кянды может быть проиллюстрировано сопоставлением соотношения содержания взвесей и солености вод в поверхностном горизонте вод при штиле и в ветреную погоду. При штилевой погоде 28.05.2015 г. на полной воде наблюдалась обычная картина уменьшения мутности по мере осолонения устьевых вод за счет прихода в эстуарий чистой морской воды.

Зимой при появлении ледяного покрова процессы замутнения эстуарных вод заметно меняются. В первую очередь, это обусловлено снижением величины прилива и скоростей приливных течений. Величина прилива зимой может уменьшаться на 30-50% и более в зависимости от наличия припая на прилегающей акватории моря и возможности формирования ледовой «дамбы» на мелководном устьевом взморье реки. Последняя состоит из нагромождения ледяных обломков различной конфигурации и может формироваться, если глубины водотока на взморье, величина прилива и толщина льда становятся соизмеримыми.

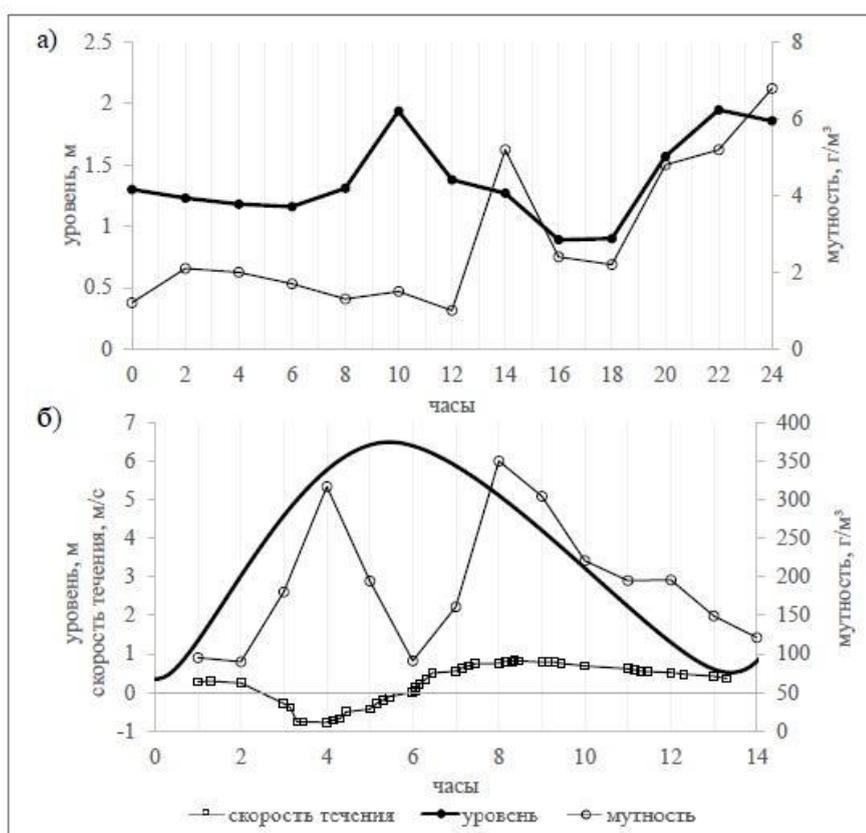


Рис. 2. Изменение мутности вод в течение приливного цикла при ледоставе: а - в устье р. Тамицы 05.04.2019 г.; б - в устье р. Сёмжи 10.04.2005.

При ледоставе, также как и в период открытой воды, ход мутности в течение приливного цикла может иметь два максимума, которые гораздо более четко выражены в макроприливных эстуариях, где абсолютные значения мутности более чем на порядок превышают соответствующие значения для мезоприливных эстуариев (рис. 2). При этом

явного превышения приливного максимума над отливным не наблюдается, что также может быть связано с меньшими скоростями приливных течений при ледоставе. В мезоприливных эстуариях прилив может вообще не проникать за устьевой створ реки, в отлив же на взморье сбрасывается накопившаяся в русле реки масса пресной воды, вызывая взмучивание донных отложений и их вынос за пределы устьевого створа. Однако, концентрация взвеси при этом значительно меньше, чем при отсутствии ледовых явлений. О таком характере динамического взаимодействия речных и морских вод в приливных эстуариях могут свидетельствовать многочисленные торосы и ропаки, концентрирующиеся в непосредственной близости от устьевого створа.

При этом, учитывая то, что при ледоставе транспорт наносов и русловые процессы в устьевых областях малых рек затормаживаются, следует отметить, что при выполнении измерений 10.04.2005 г. в эстуарии Сёмжи были зафиксированы максимальные значения концентрации взвешенных наносов, превышающие 300 г/м^3 . Этому способствовали заметные подвижки ледяного покрова. В условиях, когда ледостав на реках Западного сектора Российской Арктики длится 5-7 месяцев, проведение аналогичных исследований в других устьях и при иных гидрологических и синоптических условиях представляется весьма важным для понимания закономерностей зимнего режима малых эстуариев в зависимости от величины прилива и речного стока.

Заключение

Анализ имеющихся экспедиционных данных позволяет предположить, что в приливных устьях малых рек основную роль в формировании зоны повышенной мутности играют следующие процессы: взмучивание донных отложений приливыми течениями в эстуарии и ветровыми волнами на мелководном взморье; сток взвешенных наносов из дренируемого бассейна реки; деформация и разрыхление донных отложений подвижками ледяного покрова под воздействием приливных колебаний уровня воды.

Пространственно-временные закономерности формирования зоны повышенной мутности в эстуариях малых рек Белого моря могут быть исследованы посредством выполнения стационарных измерений в течение приливного цикла на различном удалении от устьевого створа реки как в сторону взморья, так и вверх по течению до границы зоны реверсивных течений, а также путем выполнения гидрологических разрезов по оси эстуариев и площадной съемки мутности на взморье в различные фазы приливного цикла.

Благодарности

Исследования МГУ – при финансовой поддержке РФФИ, проекты 18-05-60021 «Сток рек и изменение водного и ледотермического режима устьевых областей и морских побережий Российской Арктики в XXI веке». и № 19-35-90032 «Особенности динамики реверсивных водных потоков в приливных устьях малых рек бассейна Белого моря». Исследования СЗО ИО РАН выполнялись в рамках темы № **0128-2021-0006** государственного задания «Современные и древние донные осадки и взвесь Мирового океана – геологическая летопись изменений среды и климата: рассеянное осадочное вещество и донные осадки морей России, Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов – литологические, геохимические и микро-палеонтологические исследования; изучение загрязнений, палеообстановок и процессов в маргинальных фильтрах рек».

Список литературы

1. Демиденко Н.А. Формирование максимума мутности воды в сильноприливных эстуариях Мезени и Кулоя / Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т.4. С. 65–69.
2. Демиденко Н.А., Зиновьев А.Т., Алабян А.М. и др. Исследование и моделирование параметров гидрологического режима и динамики взвешенных наносов в Мезенском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя / Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2015. Т.3. С.175–179.
3. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов//Океанология. 1994.т.34. № 5.с.735–747.
4. Мак-Доуэлл Д.М., О'Конор Б.А. Гидравлика приливных устьев рек. М.: Энергоатомиздат, 1983. 312 с.
5. Мискевич И.В., Алабян А.М., Коробов В.Б. и др. Исследования короткопериодной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик устья реки Кянда в Онежском заливе Белого моря (28 июля-15 августа 2016 г.) // Океанология. 2018а. Т.58. № 3. С.369–373.
6. Система Белого моря. Том II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера / А. П. Лисицын, В. П. Шевченко, В. В. Гордеев и др. М.: Научный мир, 2012. 782 с.
7. Dyer K.R. Coastal and estuarine sediment dynamics. Chichester, Wiley, 1986, 342 p.

СТРУЙНЫЕ ГАЗОВЫДЕЛЕНИЯ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ КРЫМА

JET GAS EMISSIONS IN THE COASTAL REGIONS OF THE CRIMEA

Иванова Ирина Николаевна¹, Будников Андрей Александрович¹, Малахова Татьяна Владимировна², Мурашова Алена Игоревна², Агапова Дарья Андреевна¹

¹ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова*

² *Институт биологии южных морей имени А. О. Ковалевского РАН, Севастополь*

Ivanova I.N.¹, Budnikov A.A.¹, Malakhova T.V.², Murshova A.I.²

¹ *Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

² *A. O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Sevastopol, Russia*

В работе рассматриваются результаты исследований струйных газовыделений в бухтах Голубая и Александра. В летние сезоны 2019 – 2021 гг. были проведены измерения гидрологических параметров (температуры T , солёности S , содержания растворенного кислорода O_2) над площадками газовыделений в этих бухтах. Полученные вертикальные профили гидрологических параметров воды над местом пузырьковых высачиваний свидетельствуют о значительном влиянии струйных газовыделений на содержание O_2 .

Введение

Начиная с 1989 года на дне Черноморского бассейна было обнаружено и нанесено на карту свыше 4000 участков выхода пузырьков метана [Егоров и др., 2011]. Струйные пузырьковые газовыделения обнаруживаются в палеоруслах рек, на шельфе и континентальном склоне до глубин, намного превышающих границу стабильности газогидратов (для Черноморского бассейна – 720 м), в мелководных прибрежных районах у берегов Крымского полуострова. Мелководные пузырьковые газовыделения характеризуются различной активностью и периодичностью. Информация о кислородном режиме вблизи действующих газовыделений таких прибрежных морских районов представляет особый интерес, т.к. концентрация растворенного кислорода O_2 и степень насыщения вод кислородом определяют состояние морской экосистемы, комфортность существования в ней биологических сообществ, интенсивность протекания основных биологических и биохимических процессов, стабильность гидрохимического и гидрологического режимов в этих районах. В отличие от глубоководных газовыделений пузырьковый газ мелководных сипов не успевает раствориться в толще воды и поступает в атмосферу.

Районы исследований

Голубая бухта находится в прибрежной зоне юго-западного Крыма (44.5594 N; 33.4002 E). В этом месте струйные газовыделения были обнаружены вблизи оконечности мыса Феофан, выдающегося в море приблизительно на 150 м. В подводной части мыса прослеживаются разломы в виде трех каньонов глубиной более 10 м и шириной около 5 м. В двух каньонах из трех зафиксированы многочисленные струйные газовыделения из дна. Определённый ранее компонентный и изотопный состав углерода метана ($C_1/C_{2+}/\delta^{13}C-CH_4$) указывает на то, что метан в этом районе относится к биогенному типу [Malakhova et al, 2015].

Бухта Александры находится так же в прибрежной зоне юго-западного Крыма у мыса Фиолент (44.522474 с.ш., 33.466825 в.д.). Интенсивные пузырьковые газовыделения

наблюдаются здесь на двух площадках, которые расположены с восточной и западной сторон скального массива, выдающегося в море на 30 м. Площадки представляют собой песчаное дно, площадью около 20 м² на глубине 2,5 м.

Методика исследований

При помощи многопараметрического зонда RCM 9 LW AANDERAA INSTRUMENTS (Норвегия) в Голубой бухте у мыса Феофан летом 2019 - 2021 гг. проводилось вертикальное зондирование в водной толще в трех каньонах и над фоновыми площадками для изучения распределения гидрологических параметров (температуры Т и концентрации растворенного кислорода О₂). Указанные параметры измерялись с точностью 0.02°C и 0.25 мг/л соответственно.

В бухте Александры многопараметрический зонд RCM 9 LW AANDERAA INSTRUMENTS устанавливался непосредственно на площадке действующих сипов на несколько часов для непрерывной записи параметров [Budnikov et al., 2020]. Перед началом проведения измерений над выделениями метана и в конце измерений зонд устанавливался вблизи края песчаной площадки на максимально возможном удалении от сипов.

Основные результаты

Голубая бухта

Измерения проводились во всех трех каньонах и над фоновыми площадками рядом с каньонами, где нет струйных газовыделений. Было зафиксировано значительное уменьшение концентрации О₂ в придонном слое воды над площадкой газовыделений, с минимумом 0,2 мг/л в 2019 г. при условиях явно выраженной температурной стратификации, и 5,8 мг/л в 2020 г. при отсутствии термоклина. Степень насыщенности воды кислородом над площадкой газовыделений уменьшалась с 80% у поверхности до 20-25% вблизи дна в 2019 г. Для измерений 2020 уменьшение степени насыщенности воды кислородом над площадкой газовыделений в каньонах по прежнему наблюдалось, но было значительно меньше (97% у поверхности, 80% над местом газовыделений). На фоновых площадках как в 2019, так и 2020 г. степен. насыщенности воды кислородом оставалась практически постоянной и не менялась с глубиной. По данным 2019 и 2020 года были рассчитаны чисел Ричардсона Ri во всех трёх каньонах. В 2020 году практически на всех глубинах во всех трех каньонах значения Ri > 0,25, что свидетельствует о сильном перемешивании всей водной толщи, включая придонный слой и соответственно, развитии турбулентности. В 2019 году Ri в каньоне с газовыделениями также были выше критических, однако ниже термоклина значения Ri начинают резко уменьшаться и достигают своего минимума около дна, что говорит об отсутствии турбулентных процессов ниже термоклина, где наблюдается дефицит растворенного кислорода. Летом в июле 2021г во время измерений струйные газовыделения были очень слабые, температурная стратификация не наблюдалась, температура практически равномерно уменьшалась с глубиной. В первом и втором каньонах содержание О₂ с глубиной уменьшалось с 7,3 мг/л до 4,3 мг/л и с 7,3 мг/л до 5,3 мг/л, в третьем каньоне содержание О₂ с глубиной незначительно увеличивалось.

Бухта Александры.

При анализе гидрологических параметров, полученных за 7 часов непрерывных измерений 13 августа 2020 г. обнаружено, что на протяжении всей записи над сипом наблюдался равномерный дневной прогрев температуры воды Т с 24,8 до 25,5 °С и рост значений концентрации растворенного кислорода О₂ с 7,1 мг/л до 8,2 мг/л. Отмечено два эпизода (около 13:30 и 14:30) скачкообразного увеличения скорости роста значений Т и О₂ с последующим снижением. Соленость во время измерения оставалась практически постоянной и составляла 18,4 ‰ как над точечными пузырьковыми выделениями, так и на краю газовойделяющей площадки. Мутность воды составляла 0,2-0,3 NTU. Во время измерений у края площадки наблюдались более низкие значения температуры воды Т и содержания кислорода О₂ по сравнению со значениями над источником газа.

20 июля 2021 г. с 9.50 до 14.20 часов и 21 июля 2021 г. с 8.30 до 11.30 часов проводились измерения параметров воды над действующими пузырьковыми газовыделениями и фоновых

станциях вне площадки газовыделений. На рис.1 показаны распределения температуры и растворенного кислорода.

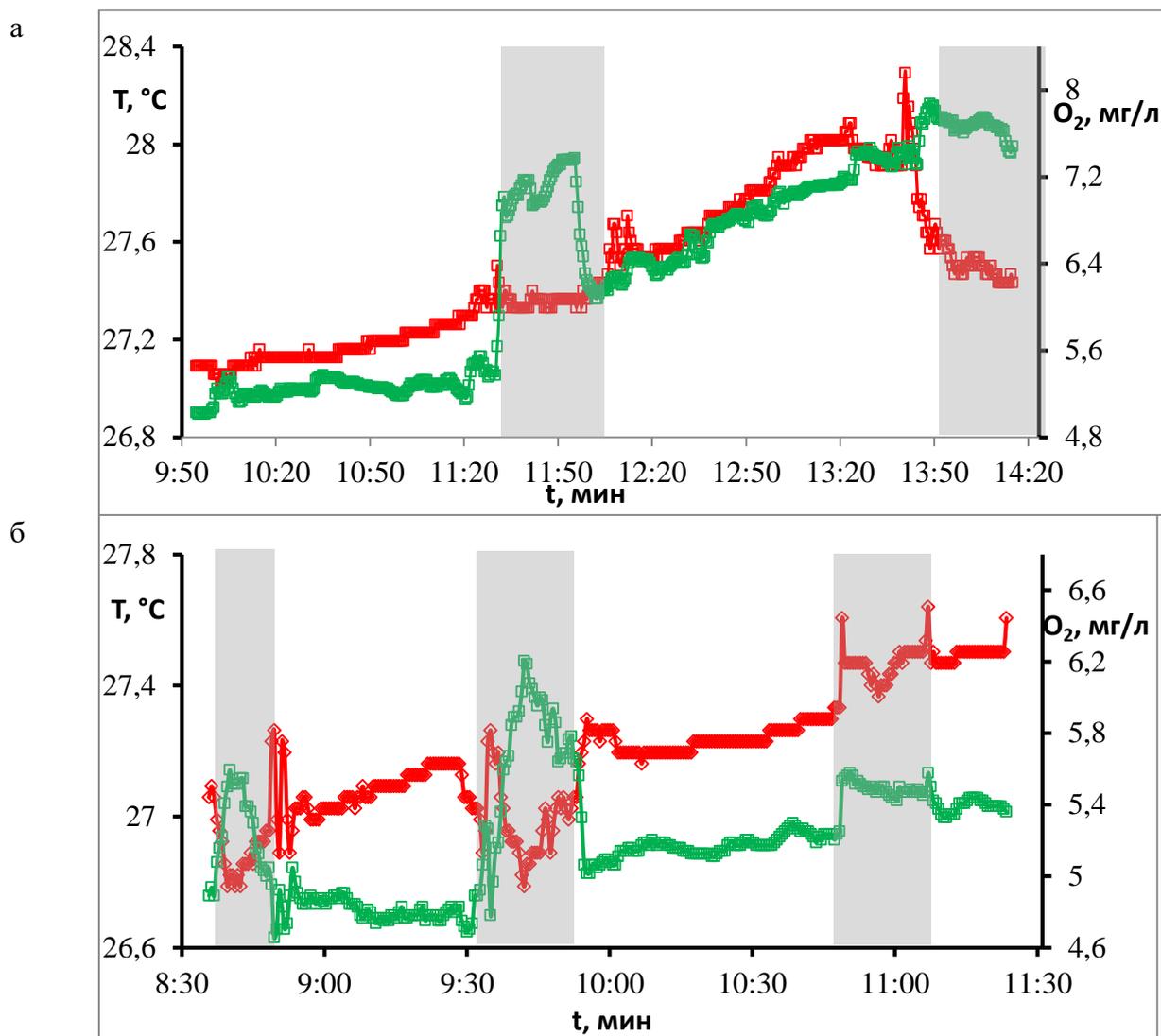


Рис 1. Изменение температуры T (красн), концентрации растворенного кислорода O_2 (зел) со временем над действующим сипом на площадке 20 (а) и 21 (б) июля 2021 г. Серым цветом отмечены временные промежутки, когда зонд находился на фоновой площадке.

Температура воды T менялась с 26,9 до 28,3 °С 20 июля и с 26,7 до 27,6 °С 21 июля, содержание растворенного кислорода O_2 с 4,9 мг/л до 7,8 мг/л 20 июля и с 4,6 мг/л до 6,7 мг/л 21 июля. Хорошо видно, что при перемещении зонда с площадки действующих сипов на фоновую станцию (выбиралась на той же глубине), содержание O_2 возрастает. С учетом данных за 2020 г, можно сказать, что в целом на площадках над действующими струйными газовыделениями содержание O_2 оказывается меньше, чем на фоновых площадках. Соленость во время измерения и 20 и 21 июля колебалась в пределах 18,1-18,5 ‰ как над точечными пузырьковыми выделениями, так и на краю газовыделяющей площадки, отличие в солености над фоновой площадкой и над действующими струйными газовыделениями в 20 и 21 гг. не были отмечены. Мутность воды 20 июля менялась в пределах 0,2-0,5 NTU, 21 июля из-за сильного волнения (2-3 балла) и перемешивания составляла 0,4-8 NTU. Скорость течения в придонном слое составляла 0 - 5,8 см/сек.

Заключение:

1. Выявлено значительное уменьшение концентрации кислорода и степени насыщенности воды кислородом в придонном слое над местом пузырьковых высачиваний в Голубой бухте (мыс Феофан) при разных условиях стратификации.

2. На площадках над действующими струйными газовыделениями в бухте Александры содержание O_2 оказывается меньше, чем на фоновых площадках.

Список литературы

Егоров В.Н., Артемов Ю.Г., Гулин С.Б. Метановые сипы в Черном море средообразующая и экологическая роль / Под ред. Г.Г. Поликарпова. Севастополь: НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика". 2011. 405 с.

Malakhova T.V., Egorov V.N., Malakhova L.V., Artemov Y.G., Evtushenko D.B., Gulin S.B., Kanapatskii T.A., Pimenov N.V. Microbial processes and genesis of methane gas jets in the coastal areas of the Crimean Peninsula. *Microbiology (Mikrobiologiya)*. - 2015. - Vol. 84, No. 6. - P. 838–845.

Budnikov A. A., Malakhova T. V., Ivanova I. N., et al. Application of a Passive Acoustic Method for Detection and Estimation of Shallow-Water Bubble Gas Emissions. *Moscow University Physics Bulletin*. - 2020. - Vol. 74, No. 6. - P. 690-696. DOI: 10.3103/S0027134919060109

УДК 556.5

К ВОПРОСУ ВЫБОРА РЕК-АНАЛОГОВ В ФОРМУЛАХ РАСХОДА НАНОСОВ

ON THE ISSUE OF CHOOSING ANALOGOUS RIVERS IN SEDIMENT FLOW FORMULAS

Шмакова Марина Валентиновна

ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург

Shmakova Marina

Institute of Limnology RAS, Saint-Petersburg

Введение

В гидрологической практике для неосвещенных наблюдениями водотоков за основу оценки основных гидрологических величин принимаются результаты расчетов этих показателей или аргументы для их расчетов по так называемым рекам-аналогам и их водосборным бассейнам. При этом можно выделить следующие типы гидрологических величин:

1. Удельные гидрологические величины. Эти величины, полученные в результате пространственно-временных обобщений, по сути являются региональными и показывают общие закономерности формирования твердого и водного стока на водосборе и представлены как интегральные функции климатических и пространственных факторов (модуль и слой стока, модуль твердого стока, среднегодовая мутность воды и так далее)
2. Параметры распределения гидрологических величин (коэффициенты вариации и асимметрии, квантили разной обеспеченности и так далее).
3. Динамические характеристики системы (гидрографы стока воды весеннего половодья и дождевых паводков, внутригодовое распределение стока).
4. Статические характеристики, которые принимаются постоянными для текущего состояния системы (коэффициент стока, редукции, параметр шероховатости и так далее).

Помимо задачи по оценке обобщенных гидрологических величин по рекам-аналогам иногда возникает необходимость оценить параметры динамической системы для последующих более детальных расчетов. В масштабах речной гидравлической системы к таким параметрам относится показатель трения. Некоторые аргументы, определяющие этот показатель, отличаются достаточно большой изменчивостью даже в пределах одного водотока.

Как показала практика расчетов, оценка параметра трения в формулах расхода воды и расхода наносов по обобщенной информации о крупности донных отложений в большинстве случаев не дает приемлемого результата. Вне всякого сомнения, приведенные зависимости служат хорошими количественными ориентирами для первичных оценок искомых гидравлических переменных состояния. Но для более точных детальных расчетов требуется уточнение значений этой величины. И, если позволяют данные наблюдений за гидравлическими переменными состояниями речного потока, проводится дополнительная калибровка этого параметра.

Ввиду многообразия водотоков по водности, гидравлическим характеристикам, форме русла и донным отложениям достаточно сложно унифицировать зависимости параметра трения от отмеченных аргументов. И в ряде случаев эпизодических данных наблюдений

недостаточно для полноценной калибровки этого параметра. Одним из возможных путей решения проблемы назначения параметра трения для гидравлических расчетов при отсутствии данных наблюдений за расходом наносов может служить выбор реки-аналога со схожими гидравлическими характеристиками. Подбор реки-аналога должен быть обусловлен соответствием водности, уклона русла, формы поперечного сечения и крупности донных отложений исследуемого водотока. Однако в связи с относительной ограниченностью наблюдений за твердым стоком найти реку-аналог той же физико-географической принадлежности с точным соответствием этих показателей нередко бывает невозможно. При этом встает вопрос критерия соответствия исследуемого водотока при выборе реки-аналога – какие характеристики должны определять это соответствие и приоритет этих характеристик (вес того или иного аргумента).

Данные и методы

Рассмотрим вклад аргументов для отдельных типов рек, разделив последние на группы по следующим признакам: малые, средние, большие и горные, полугорные, равнинные. Различные сочетания указанных признаков позволят сузить диапазоны изменений аргументов. Согласно классификациям (по площади водосбора и по водности, по уклону, классификация горных рек, классификация по расходу воды, по скорости течения и так далее), представленным в различных литературных источниках [Определение..., 2017; Гагошидзе, 1970; Владимиров и др., 1991; Чалов, 1979] выбраны характерные значения гидравлических переменных состояния рек. Дополнить приведенные классификации диапазонами изменения основных гидравлических переменных состояния речного потока позволила информация, приведенная в исследованиях [Ржаницын, 1985; Бутаков и др., 1996; Гагошидзе, 1970; Антимонов, 1950; Болдаков, 1993; Чалов, 2017].

Для оценки вклада аргументов были выбраны четыре формулы общего расхода наносов (формулы Карима-Кеннеди, Энгелунда-Хансена, Бэгнольда и аналитическая формула расхода наносов [Шмакова, 2018]) и проведено их масштабирование.

Для формул аддитивного типа, которому соответствует аналитическая формула расхода наносов уместно оценить вклад слагаемых (с учетом их степенных функций аргументов и коэффициентов) в относительных единицах. Для оценки вклада аргументов в формулах мультипликативного вида уместно принимать во внимание порядок (значения степени) уже вычисленных значений степенных функций аргументов.

Результаты

Согласно полученным результатам, для малых и средних рек равнинного типа основное значение при выборе реки-аналога значимость аргументов в аналитической формуле расхода наносов равноценна. Для больших рек равнинных преимущественное значение имеет соответствие водности рек.

Аргументами с наибольшей по модулю степенью в формулах Карима-Кеннеди и Энгелунда-Хансена для малых рек являются кинематические показатели – средняя скорость потока и средняя крупность донных отложений. При этом для средних и больших равнинных рек значимость средней крупности донных отложений в этих формулах становится определяющей. В формуле Бэгнольда для средних и больших равнинных рек вклад всех аргументов равноценен, тогда как для малых рек наиболее веский вклад в расчеты привносит средняя скорость потока.

Интересно заметить, что для формулы Карима-Кеннеди существенный вклад (степень седьмого порядка) в расчеты привносит значение средней крупности донных отложений d_{50} . Принимая во внимание то, что эта величина в русловых потоках характеризуется очень

широким диапазоном значений, ее оценка сопряжена с определенной погрешностью. В свою очередь это обуславливает существенный вклад в погрешности расчетов по данной формуле.

Согласно результатам оценки вклада основных аргументов во всех рассматриваемых формулах расхода наносов для горных рек значимый вклад во всех формулах ожидаемо приносят кинематические аргументы – скорость и крупность донных отложений. Аналогично ситуация обстоит для полугорных рек в оценках для аналитической формулы и формулы Карима-Кеннеди. В формулах Энгелунда-Хансена и Бэгнольда для полугорных рек вклад аргументов относительно равноценен.

Выводы

Вне всякого сомнения, приведенные расчеты значимости вклада того или иного аргумента в оценки соответствия реки-аналога и исследуемого водотока в расчетах по формулам расхода наносов несколько условны. И прежде всего эта условность определяется значениями переменных состояния потока для выделенных групп рек. Эти данные получены из различных источников, не везде согласованы между собой и в ряде случаев являются приблизительными. Помимо этого, значительные диапазоны изменения переменных состояния речного потока в пределах одной группы в несколько порядков также могут привносить неточности в оценке вклада аргументов в расчетной формуле.

При этом если располагать данными наблюдений за гидравлическими переменными состояния потока исследуемой реки и возможных для этого водотока рек-аналогов, то оценка вклада аргументов расчетных формул позволит определить наилучшее соответствие без отмеченных выше недостатков.

Таким образом, представленный метод может служить ориентиром в назначении реки-аналога для расчетов по приведенным формулам общего расхода наносов при полном отсутствии данных наблюдений за гидравлическими переменными состояния потока исследуемой реки. При наличии эпизодических данных наблюдений, приведенные оценки позволят определиться с выбором реки-аналога для последующих расчетов с большей точностью.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН по теме №0154-2019-0001.

Список литературы

- Антимонов Н. А.* Исследования малых рек. Л.: Гидрометеиздат, 1950. 128 с.
- Болдаков Е. В.* Жизнь рек. М.: Гос. изд-во технико-теоретической литературы, 1993. 64 с.
- Бутаков Г.П., Голосов В.Н., Дедков А.П., Кичигин А.Н., Мозжерин В.И., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В.* Малые реки как наиболее уязвимое звено речной сети // Эрозионные и русловые процессы: Материалы координационных совещаний вузов 1991-1995 гг. / Под ред. Р.С. Чалова. М., 1996. Вып. 2. С. 56-70.
- Владимиров А.М., Ляхин Ю.И., Матвеев Л.Т.* Охрана окружающей среды. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 424 с.
- Гагошидзе М.С.* Селевые явления и борьба с ними. Тбилиси: Сабизта сакартвело, 1970. 386 с.
- Определение гидроморфологических показателей состояния рек. ГОСТ Р 57567-2017. Национальный стандарт Российской Федерации. Качество воды. М.: Стандартинформ, 2017. 16 с.

- Ржаницын Н.А.* Руслоформирующие процессы рек. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 263 с.
- Чалов Р.С.* Географические исследования русловых процессов. М.: МГУ, 1979. 232 с.
- Чалов Р.С.* Русловые процессы (русловедение). М.: Инфра-М, 2017. 569 с.
- Шмакова М.В.* Расчеты твердого стока рек и заиления водохранилищ. СПб: Издательство ВВМ, 2018. 149 с.

РАЗВИТИЕ ОСЕННЕГО ТЕРМОБАРА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕРМИЧЕСКИХ СОСТОЯНИЯХ АТМОСФЕРЫ

AUTUMN THERMAL BAR DEVELOPMENT AT DIFFERENT THERMAL STATES OF THE ATMOSPHERE

Блохина Наталия Сергеевна*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет***Blokhina Nataliya Sergeevna***Moscow State University, Department of Physics***Введение**

Формирование термического и динамического режима озера связано с различными явлениями. К их числу относится термобар (термический бар, ТБ), возникающий весной и осенью в пресных и солоноватых водоемах ($S \leq 24 \text{ ‰}$) средних широт при нагревании (весной) или охлаждении (осенью) воды у берега до температуры максимальной плотности (T_{\max}). Для пресной воды $T_{\max} = 4^\circ\text{C}$. Термобар представляет собой фронтальный раздел с температурой максимальной плотности от поверхности до дна, где сходятся и опускаются ко дну водоема прибрежные и глубинные воды, образуя справа и слева от него конвективные вихревые структуры. Происходит разделение водоема на две изолированные области с разными видами вертикальной стратификации температуры, что препятствует перемешиванию вод по всему водному объекту. По мере весеннего прогрева (осеннего охлаждения) водоема термобар перемещается от берега к его центру и исчезает весной при достижении поверхностных вод температуры большей 4°C , а осенью – меньшей 4°C . Ограничивая обмен между глубоководной и прибрежной областями в водоеме, ТБ влияет на его термодинамические, биологические и экологические процессы. В связи с этим исследование явления ТБ представляет большой научный и практический интерес.

Особенности охлаждения и прогрева Женевского озера, связанные с появлением в нем осеннего и весеннего термобара, впервые описал Ф.А. Форель [Forel, 1880]. Только в середине XX века А. И. Тихомиров продолжил детальное изучение ТБ и дал физическое объяснение механизма формирования и развития этого явления [Тихомиров, 1959]. В дальнейшем в подавляющем большинстве работ, посвящённых изучению термобара, исследуются термогидродинамические процессы в водоемах в весенне-летний период. Работ по изучению осеннего ТБ единицы.

В настоящей работе с помощью математического моделирования исследуются процессы формирования и развития осеннего термобара и сопутствующих ему течений в пресном водоёме при различных термических состояниях атмосферы.

Физико-математическая постановка задачи

Рассматривается движение вязкой несжимаемой жидкости, находящейся в двумерной области (соответствующей половине водоема) шириной L (по поверхности) и глубиной H с наклонной правой границей (см. ниже рис.1). Математическая модель движения жидкости в водоеме построена на основе нелинейной системы уравнений Навье-Стокса в приближении Буссинеска, уравнении переноса тепла и неразрывности, записанных в переменных функции тока (ψ) и вихря (ϕ) [Блохина и др., 2001]. Аномальная зависимость плотности пресной воды от температуры в районе 4°C учитывается в уравнении состояния (1).

$$\rho(T) = \rho_0(4^\circ\text{C}) - \rho_0(4^\circ\text{C})\gamma(T - 4^\circ\text{C})^2 \quad (1)$$

Здесь ρ и ρ_0 – плотность воды при температуре T и 4°C соответственно, $\gamma=85\cdot 10^{-7}\text{град}^{-2}$.
 В безразмерном виде система уравнений и уравнение замыкания примут вид:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \left(\frac{\partial \psi}{\partial x_3} \frac{\partial \varphi}{\partial x_2} - \frac{\partial \psi}{\partial x_2} \frac{\partial \varphi}{\partial x_3} \right) = \mu \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x_3^2} \right) - 2(T - T_4) \frac{\partial T}{\partial x_2} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \left(\frac{\partial \psi}{\partial x_3} \frac{\partial T}{\partial x_2} - \frac{\partial \psi}{\partial x_2} \frac{\partial T}{\partial x_3} \right) = \mu \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial x_3^2} \right) \quad (3)$$

$$\Delta \psi = \varphi \quad (4)$$

$$\mu^2 = \frac{c^3}{s} \int_s \left[4 \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x_2 \partial x_3} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x_2^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} \right)^2 - (T - T_4) \frac{\partial T}{\partial x_3} \right] ds \quad (5)$$

Здесь μ , T , T_4 - безразмерные величины, соответствующие коэффициенту турбулентной вязкости, температуре и температуре максимальной плотности воды соответственно; s - область решения задачи; c – эмпирическая константа. В качестве единиц обезразмеривания уравнений приняли: для расстояний - глубина водоема H ; скорости - \sqrt{gH} ; температуры - $\sqrt{1/\gamma}$; времени - $\sqrt{H/g}$ (g - ускорение свободно падения); вязкости - $H\sqrt{gH}$.

Граничные условия для системы уравнений (2) - (4) задаются следующие.

На дне водоема и правой наклонной боковой границе – условия непроницаемости и прилипания для скорости и отсутствия теплового потока. На левой границе условие симметрии для всех переменных. На границе раздела водоем-атмосфера – условие «свободной» поверхности для скорости и тепловой поток, учитывающий солнечную радиацию, скрытый и явный потоки тепла, длинноволновое излучение.

Параметры задачи

Расчеты проводили в водоёме глубиной $H = 10$ м и шириной $L = 2400$ м (половина водоёма). Температура атмосферы T_a изменялась от 4 до -8°C с шагом -2°C ; относительная влажность воздуха принимала значение $f = 80\%$. Поток солнечной радиации Q_R , задавался равным $25 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$. Начальные поля распределения температуры (T) для всех вариантов расчета были заданы одинаковыми и приблизительно соответствовали распределению температуры в водоеме осенью. Поля функции тока (ψ) и вихря (φ) задавались нулевыми.

Система уравнений (2) – (4), уравнение замыкания (5) совместно с граничными условиями решались численно с использованием явной конечно-разностной схемы на сетке 26×75 с размерным шагом по вертикали и горизонтали 0.4 м и 32 м соответственно.

Обсуждение результатов математического моделирования

В результате расчетов были получены поля температуры (T), функции тока (ψ), скоростей течения и др. для разных значений температуры атмосферы. Для $T_a = 4, 0, -8^\circ\text{C}$ через $t=83$ ч после начала расчетов поля T и ψ представлены на рис.1. При всех заданных

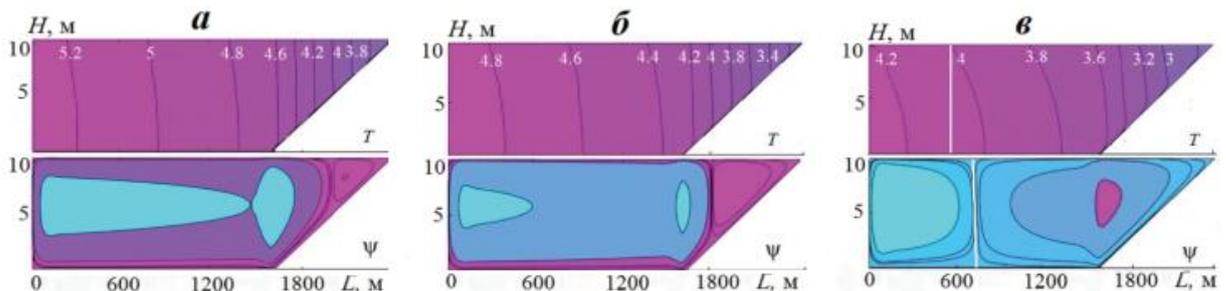


Рис. 1. Поля температуры (T) и функции тока (ψ) через $t = 83$ ч после начала счета для температуры атмосферы: а - $T_a=4^\circ\text{C}$; б - $T_a=0^\circ\text{C}$; в - $T_a=-8^\circ\text{C}$.

тепловых состояниях атмосферы у берега возникает термобар. По мере охлаждения прибрежной области, происходит перемещение термического фронта к центру водоема, что сопровождается увеличением наклона изотерм в ту же сторону. Справа и слева от ТБ формируются конвективные вихри, сходящиеся в зоне фронта. При этом усиливается прибрежный циклонический вихрь, способствующий дополнительному охлаждению глубинной области водоема за счет переноса к его центру более холодной воды от берега. Чем ниже температура атмосферы, тем быстрее ТБ перемещается к центральной части водоема. После охлаждения поверхностных вод до температуры меньшей 4°C , термобар исчезает, и весь водоем охватывает единая циклоническая циркуляция.

По графикам на рис.2а можно проследить, как меняется местоположение термобара со временем для различных значений температуры атмосферы. Каждая кривая имеет точку изгиба, начиная с которой расстояние между ТБ и берегом увеличивается быстрее со временем, чем до этой точки. Наблюдается две фазы скоростей перемещения термического бара. Это хорошо видно на рис.2б, где представлены графики зависимости скорости (V) перемещения фронтального раздела в зависимости от времени охлаждения водоема (t) для разных значений температур атмосферы. Первая медленная фаза существует, пока фронтальная зона не достигает конца наклонного берега. В этот период времени скорость перемещения ТБ (V_1) практически постоянная для каждого значения температуры атмосферы. Во втором случае скорость V_2 увеличивается линейным образом с увеличением времени охлаждения водоема и тем больше, тем холоднее атмосфера. Здесь для каждого значения T_a наблюдается своя линейная зависимость V_2 от времени t .

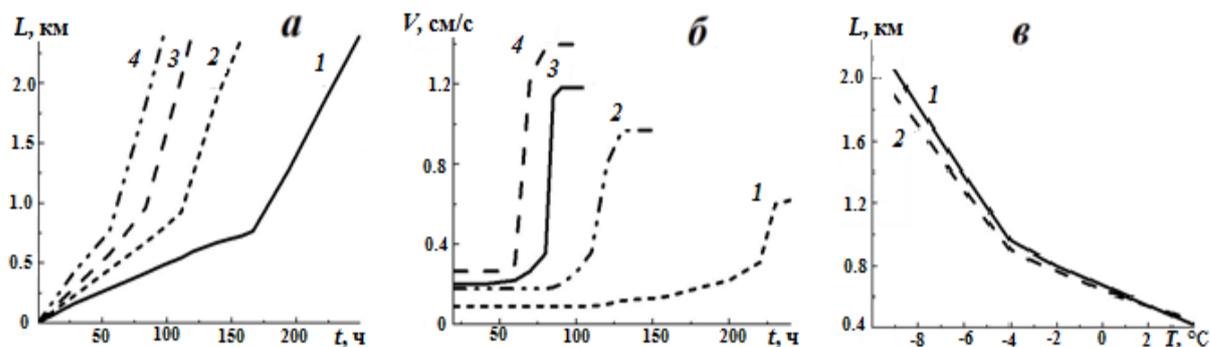


Рис. 2. Зависимости местоположения термобара на поверхности водоема (а) и зависимости скорости перемещения фронтального раздела (б) от времени охлаждения водоема (t) для температуры атмосферы: 1 - $T_a = 4^{\circ}\text{C}$; 2 - $T_a = 0^{\circ}\text{C}$; 3 - $T_a = -4^{\circ}\text{C}$; 4 - $T_a = -8^{\circ}\text{C}$; (в) - зависимость месторасположения изотермы $T = 4^{\circ}\text{C}$ на поверхности воды (1) и зоны схождения вихрей (2) от температуры атмосферы через $t = 83$ ч после начала счета. На графиках (а) и (в) начало отсчета по оси ординат от берега.

Объяснить существование двух фаз, определяющих разные скорости перемещения фронтальной зоны, можно следующим образом. Критерием конвективной неустойчивости водных масс является число Грасгофа Gr . Для квадратичной зависимости плотности воды от температуры оно получено в работе [Блохин и др., 1970]: $Gr = \frac{g\gamma\Delta T^2 h^3}{\nu^2}$. Здесь g – ускорение свободного падения, γ – коэффициент в формуле (1), ΔT – разница температур между дном и поверхностью водоема, h - глубина водоема, ν – кинематическая вязкость жидкости.

Чем больше число Грасгофа, тем менее устойчив слой жидкости. В моменты времени, когда прибрежный вихрь находится над наклонным берегом (рис.1 а,б), глубина водоема h_1 в этом месте меньше, чем в области глубинного вихря (h_2). Например, для случая на рис.1б $h_1 \approx 5$ м, а $h_2 = 10$ м. Если полагать, что перепады температуры ΔT в областях конвективных вихрей не сильно отличаются, то основной вклад в конвективную неустойчивость водной массы справа и слева от термобара вносят параметры h_1 и h_2 . Число Грасгофа для первого случая $Gr_1 \sim 125$, а для второго $Gr_2 \sim 10^3$. Таким образом, в начальный момент времени в

водоеме существует мощный глубинный вихрь, препятствующий перемещению воды от берега. По мере остывания поверхности водоема и перемещения ТБ к его центру, увеличивается вертикальный размер h_1 и, следовательно, интенсивность прибрежной циркуляции, что приводит к увеличению скорости движения фронтальной зоны.

В ходе исследования был обнаружен эффект расхождения месторасположения изотермы 4°C на поверхности водоема и зоны опускания водных масс, что расходится с классическим представлением о термобаре как о зоне схождения вихревых структур в области расположения изотермы 4°C (от поверхности до дна). Это хорошо видно, например, на рис. 1в, ($T_a = -8^{\circ}\text{C}$), где вертикальными линиям обозначены эти области. Зависимости местоположения изотермы $T = 4^{\circ}\text{C}$ на поверхности водоема (кривая 1) и зоны схождения вихрей (кривая 2) от термического состояния атмосферы представлены на рис.2в. При уменьшении температуры воздуха прослеживается большее расхождение этих зон. При этом область опускания водных масс отстает от месторасположения изотермы 4°C . Этот эффект также хорошо прослеживается по мере удаления термобара от берега при одном и том же значении T_a . Чем холоднее воздух или чем дольше охлаждается акватория водоема, тем быстрее термический бар продвигается к его центру, опережая область опускания вихревых структур. В водоеме наблюдается горизонтальная термическая неоднородность, и как следствие градиент температуры между тёплыми глубинными и более холодными прибрежными водами. Наличие градиента температуры создает адвективный поток тепла, который усиливает глубинный антициклонический вихрь, увеличивая горизонтальную скорость движения жидкости в нем, и замедляет прибрежную циркуляцию. При увеличении температуры воздуха и уменьшении времени охлаждения водоема разница в горизонтальных скоростях встречных вихрей уменьшается, что сокращает ширину зоны расхождения между изотермой 4°C и конвективными вихрями.

Заключение

Показано, что развитие термобара в пресных водоемах осенью существенным образом зависит от термического состояния атмосферы. При низких температурах воздуха время его «жизни» в водоеме может уменьшиться в несколько раз. Выявлено неравномерное распространение ТБ по мере охлаждения водоема. Наблюдаются две фазы перемещения термического фронта со скоростями V_1 и V_2 . Первая медленная фаза существует, пока фронт термобара не достигнет конца наклонного берега, после чего наступает вторая быстрая фаза. Скорость перемещения ТБ в первой фазе постоянна по времени и увеличивается при меньших T_a . Во второй фазе для каждого термического состояния атмосферы наблюдается своя линейная зависимость V_2 от времени охлаждения водоема. При этом V_2 тем больше, чем холоднее атмосфера. Обнаружен эффект расхождения месторасположения изотермы $T=4^{\circ}\text{C}$ в водоеме и зоны схождения вихрей, что не соответствует классическому представлению о термобаре.

Список литературы

Блохин А.С., Блохина Н.С. Начало конвекции в жидкости вблизи температуры инверсии плотности // Докл. АН СССР. – 1970. – Т.193. – № 4. – С.805-807.

Блохина Н.С., Орданович А.Е., Савельева О.С. Модель возникновения и развития весеннего термобара // Водные ресурсы. – 2001. Т.28. – № 2. – С. 224-228.

Тихомиров А.И. О термическом баре в Якимварском заливе Ладожского озера // Изв. ВГО. – 1959. – Т. 91. – №. 5. – С. 424-438.

Forel A.F. La congelation des lacs suisses et Savoyards pendant l'hiver 1879- 1880, Lak Lemman. // L'Echo des Alpes, Geneve.–1880. – No. 3. – P. 149-161.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ В КОНЦЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

THE HISTORY OF THE VOLGA DELTA DEVELOPMENT AT THE END OF THE NEOPLEISTOCENE

Бадюкова Екатерина Николаевна, Лобачева Дарья Максимовна, Макшаев Радик Рафаэлович

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет.

Badyukova Ekaterina, Lobacheva Daria, Makshaev Radik

Lomonosov Moscow state university, faculty of geography

Анализ материалов, полученных из литературных источников и в результате многолетних полевых исследований показал, что во всех изученных разрезах вдоль Нижней Волги (Светлый Яр, Райгород, Черный Яр, Нижнее Займище, Цаган-Аман и др.) вскрываются мощные толщи осадков ниже- и верхнехазарского возраста, представленных сложным комплексом лиманных, дельтово-морских и аллювиальных образований. Хазарские отложения перекрыты субаэральными супесями, маломощными морскими прибрежными песками и шоколадными глинами, образовавшимися в лагунах, лиманах и эстуариях хвалынского возраста [Бадюкова, 2000, Макшаев, 2019].

При этом важно отметить, что аллювий хвалынского времени отсутствует, его нет ни в одном из разрезов вдоль Нижней Волги, следовательно, скорее всего, река не протекала здесь в ранне- и позднехвалынское время. В связи с этим возникает вопрос – где же протекала Волга в Северном Прикаспии в хвалынское время?

О прежних течениях Волги и других рек на территории Северного Прикаспия есть ряд упоминаний в работах [Аристархова и др., 1983; Жуков, 1945]. На космо- и аэрофотоснимках в 10 км восточнее долины Волги прослеживается цепочка озер, протянувшаяся на юг и далее от западной окраины Хакского залива (урочище Кызым-Джар) в южном направлении к оз. Баскунчак. Из Баскунчакской котловины воды следовали далее на юг и юго-запад по понижению между горами Б. Богдо и Кубатау, где существовал обширный, далеко простирающийся на север залив. Западный рукав, который пролегал вдоль подножия Ергеней, эродировал поверхность аллювиально-морской равнины, в результате чего сформировалась Сарпинско-Даванская ложбина, в устьевой части которой в позднехвалынское время образовался залив. К настоящему времени ложбина заполнена осадками и разделена пролювиальными конусами на ряд замкнутых понижений, занятых озерами или солончаками.

Детальный анализ крупномасштабных карт и космоснимков позволил не только картировать Сарпинско-Даванскую ложбину, но выявить и уточнить вслед за авторами [Леонтьев и др, 1965; Николаев, 1957, Четвертичные отложения..., 1978] направление многочисленных палеопотоков и ложбин стока разного масштаба на правобережье Нижней Волги. Значительная часть палеоврезов начинается в северной части Сарпинской ложбины, расположенной у г. Красноармейска. Значительно восточнее также расположены палеопотоки, которые, судя по топографии, протягиваются через Ахтубу на левый берег Волги и прослеживаются в рельефе далее на ССВ, где многими скважинами вскрываются озерно-аллювиальные отложения хвалынского возраста, залегающие в понижениях хазарского рельефа.

На правобережье Волги наиболее крупный палеоврез фиксируется между сел. Раздольный и Зубовка. Ширина долины достигает здесь 15 км, а глубина вреза около 8-10 м. Второй

палеоврез меньшей ширины, протягивается он между сел. Старица и Зубовка и картируется на ЮЮЗ, сливаясь далее с ложбиной Сарпа. Фиксируются еще ряд небольших палеопотоков и ложбин (рис.1).

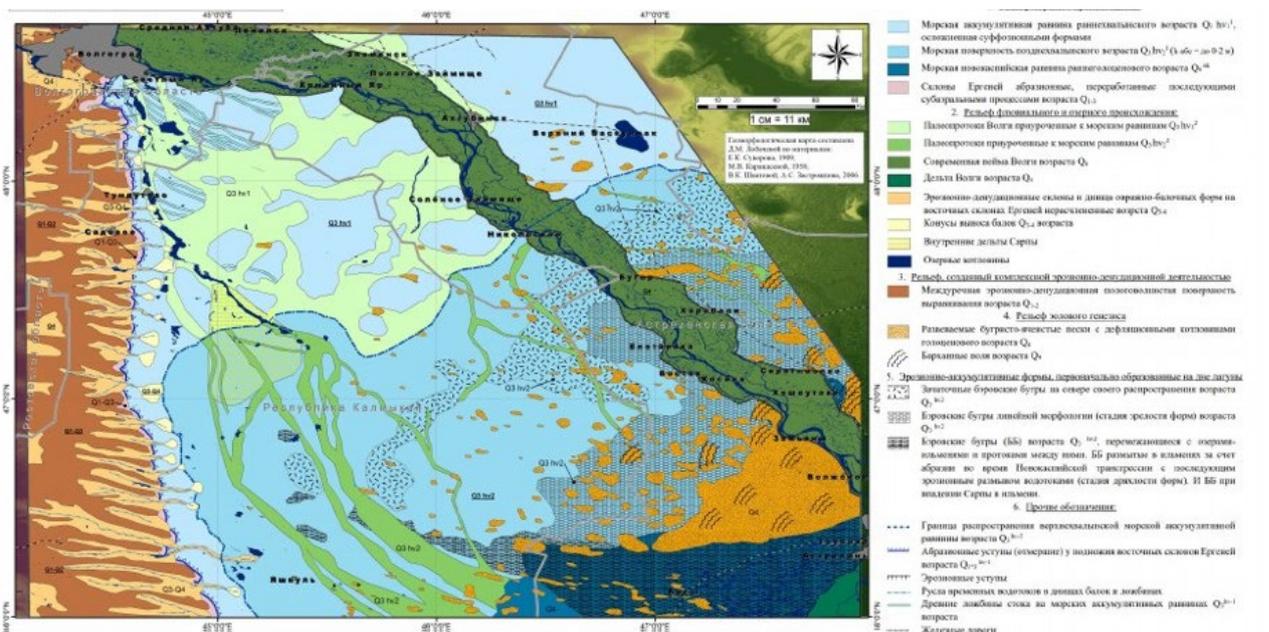


Рис. 1. Палеопотоки на правобережье Нижней Волги (карта составлена Лобачевой Д.М.)

Между палеопотоками расположены останцовые возвышенности, сложенные аллювиально-морскими отложениями в основном хазарского возраста. Они вскрываются в исследованных разрезах вдоль Нижней Волги (Райгород, Черный Яр, Нижнее Займище, Солонное Займище, Цаган-Аман и др.), а также вдоль Сарпинской ложбины. Так, в устьевой части балки Ялмата, в обнажении, бровка которого около 20 м абс., вскрывается супесчано-алевритовая и глинистая тонкослоистая толща. В целом она достаточно однородная, есть отдельные маломощные прослои с мелкими раковинами и детритом, а также с грубозернистым материалом в виде небольших прослоев и линз. Вся мощная толща отложений характерна для дельты и авандельты реки с мутной водой. Накопление осадка шло на фоне постепенного подъема уровня, что позволяло накапливать примерно однородный материал, т.е. скорость подъема была равна скорости накопления осадков (рис.2).



Рис. 2. Дельтовые и авандельтовые отложения одного из протоков Волги у подножия Ергеней

Как показали исследования, песок образовывался в результате осаждения материала в пресноводной лагуне в условиях теплого и влажного климата. Анализ кумулятивной кривой, коэффициентов сортировки и асимметрии также свидетельствуют о пляжевых условиях образования осадка и формирования в прибрежных условиях (из курсовой работы студентки географического факультета МГУ Рудинской А.).

Таким образом, наличие эрозионных останцов, сложенных аллювиально-морскими отложениями хазарского возраста говорит не о распространении здесь врезанных дельт, как принято в литературе, а об эрозионном рельефе, сформировавшемся на фоне существенного понижения уровня Каспия. Так называемые врезанные дельты формируются при врезании дельтовых протоков в свои же одновозрастные дельтовые отложения. Такого рода рельеф распространен на междуречье Волги и Урала [Бадюкова, 2019].

Ложбина Даван, которая является продолжением Сарпинской, в южной своей части расширяется до 11 км, отклоняясь к ЮВ. Левый борт выражен очень резко, поднимаясь обрывом до 8 м, правый же - длинный и пологий. Окончание ложбины по ее западному борту проследить невозможно, так как он плавно переходит в осложненную пологими увалами поверхность [Николаев, 1957]. В субширотном направлении через ложбину протягиваются бэровские бугры с относительной высотой до 8 м и длиной до нескольких километров. Днище ложбины сливается с обширными такырами, расположенными между буграми. Все бэровские бугры аналогичны тем, которые широко распространены восточнее ложбины за исключением того, что значительную их часть в разрезе слагают шоколадные глины, являющимися фундаментом этих характерных форм. Собственно отложения бугровой толщи занимают не более 4-5 м. Такое внутреннее строение бугров, расположение их почти поперек ложбины, а также фестончатый в плане левый берег этой ложбины, огибающий бугры, может свидетельствовать о более молодом возрасте этого участка по сравнению с бэровскими буграми, которые размывались речными потоками, следовавшими по Сарпинско-Даванской ложбине во время глубокой мангышлакской регрессивного Каспия. Именно этим можно объяснить незначительную мощность аллювия в ложбине, так как река следовала за

отступающим морем, размывая более древние отложения и бугры. Последние исследования позволяют считать бэровские бугры формами рельефа, изначально образованными на дне обширных потоков, следовавших из лагуны в Маныч и далее в Черное море. Лагуна образовалась во время трансгрессии Каспия в позднехвалынское время. Изрезанный берег этой лагуны со стороны суши в значительной степени сохранился в рельефе по настоящее время. Следовательно, в устьевой части ложбины фиксируются лишь останцы бугров, которые изначально не приурочены к Даванской ложбине и не связаны генетически с ней. Аналогичная ситуация наблюдается и в дельте Волги, где волновая активность в ильменах под действием доминирующих восточных ветров привела к существенному изменению рельефа ББ, которые своим происхождением не связаны с дельтой Волги [Badyukova, 2018; Lobacheva et al., 2018]. Необходимо заметить, что сравнительно неизменный рельеф ББ расположен севернее (например, в районе Селитренное-Харабали), там, где на рельеф влияли только субэаральные процессы, в основном склоновые, и где эрозия и абразия отсутствовали.

В один из этапов своего развития дельта Волги представляла собой многорукавную дельту значительно больших размеров, чем ее современная дельта. Присутствие ШГ в Северном Прикаспии позволяет высказать предположение, что Волга впадала в обширную лагуну и ее многорукавная дельта в позднем плейстоцене – начале голоцена представляла собой дельту выполнения [Бадюкова, 2010]. Аллювиальный материал, в больших количествах поступающий в лагуну, в дальнейшем при перетекании вод из нее в Маныч и затем в Черное море, пошел на формирование бэровских бугров.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 20-05-00608.

Список литературы

- Аристархова Л.Б., Турикешев Г.Т.-Г.* Реконструкция позднеплейстоценовой речной сети Прикаспийской низменности // Геоморфология. –1983. – № 4. – С. 62-67.
- Бадюкова Е.Н.* Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюл. МОИП. – Отд. Геология. – 2000. –Т.75. – Вып. 5. – С. 25-31.
- Бадюкова Е.Н.* Происхождение «впезанных» или слепых дельт на Волго-Уральском междуречье в свете новых представлений об истории колебаний уровня Каспия // Геоморфология. – 2020 – №3 – с. 72-83.
- Бадюкова Е.Н.* История развития Северного Прикаспия и дельты Волги // Океанология. – 2010. – т. 50. – № 6. – С. 1002–1009.
- Жуков М.М.* Проблемы Западного Казахстана. М.-Л.: Изд-во АН СССР. – 1945. – Т. 2. – 235с.
- Леонтьев О.К., Фотеева Н.И.* Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. – 1965. – 151 с.
- Макшаев Р. Р.* Палеогеография Среднего и Нижнего Поволжья в эпоху раннехвалынской трансгрессии Каспия / Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. – 2019. – 26с.
- Николаев В.А.* Сарпинско-Даванская ложбина и ее происхождение // Известия ВГО. – Т. 89. – Вып. 4. – 1957. – С.333-338.
- Четвертичные отложения, рельеф и неотектоника Нижнего Поволжья. Изд-во Сарат. унив., –1978. – 183 с.
- Badyukova E.N.* Genesis of the Baery knolls developed in the Northern Caspian Plain // Quaternary International. – 2018 – V. 465. – Part A. – P. 11-21.
- Lobacheva D.M., Makshaev R.R., Zastrozhnov A.S., Zastrozhnov D.A., Tkach N.T. et al.* New data about grain-size and geochemical characterization of Baer knolls sediments in the Volga delta region // Proceedings of UNESCO-IUGS-IGCP 610 and INQUA POCAS Joint Plenary Conference and Field Trip. –2018. Turkey. – P. 109-111.

УДК: 911.2

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И КЛАССИФИКАЦИЯ РЕК ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ ВОЛГИ

HYDROLOGICAL STUDY AND CLASSIFICATION OF RIVERS OF THE UPPER AND MIDDLE VOLGA

Айбулатов Денис Николаевич¹, Жуков Иван Александрович¹

¹ *Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова*

Aibulatov Denis Nikolaevich¹, Zhukov Ivan Alexandrovich¹

¹ Moscow State University

Введение

Малые реки – это водотоки, протекающие в одной географической зоне, имеющие характерные особенности, связанные с климатическими, гидрогеологическими, гидробиологическими и гидрохимическими параметрами [4]. К малым рекам относятся все водотоки длиной до 200 км и площадью водосбора до 2000 км² [6]. Следует отметить слабую изученность гидрологических характеристик малых рек России. Учитывая возрастающее ухудшение экологического состояния поверхностных водотоков, увеличение доли урбанизации, влияющей в первую очередь на внутригодовое распределение стока воды именно на малых реках, изучение процессов формирования стока, его изменчивость, и внутригодовые изменения становятся важнейшей задачей гидрологии. Для начала таких исследований необходимо составление как можно более дробной классификации малых рек по площади бассейна, что нашло отражение в данной работе.

Данные и методы

Основным источником получения информации о состоянии окружающей среды является государственная наблюдательная сеть, включающая в себя наземную подсистему стационарных и подвижных пунктов наблюдений и космическую наблюдательную систему.

В состав государственной наблюдательной сети входит более 30 видов наблюдательных сетей, основными из которых являются метеорологическая, гидрологическая, аэрологическая, агрометеорологическая и морская гидрометеорологическая.

Гидрологические наблюдения по состоянию на 2021 г. проводились на 2992 постах, из которых 2656 вели наблюдения на реках и 336 - на озёрах и водохранилищах. Из этого количества 2111 постов - информационные, в том числе 1880 на реках и 231 на озёрах и водохранилищах. Сток воды измерялся на 2106 постах, сток наносов - на 634 постах. Количество реперных, основных и дополнительных постов составляло, соответственно, 1269, 1425 и 298.

В настоящее время гидрологические посты, осуществляющие наблюдения на водных объектах, принадлежат различным министерствам и ведомствам, работают изолированно и решают специфические задачи различных отраслей народного хозяйства. Основная роль в обеспечении учета естественного и измененного режима водных объектов в количественных и качественных показателях принадлежит Росгидромету.

Гидрологическая сеть в бассейнах малых рек должна строиться с учетом следующих факторов:

- влияние на сток (на максимальный сток) природных условий;
- проводимые на данной территории водохозяйственные мероприятия с учетом их первоочередности и значимости;
- расчет времени добегания стока с разных частей бассейна до водохранилища.

Кроме того, в целях изучения водного режима в новых условиях в каждом конкретном случае должны быть своевременно выбраны и открыты входные стоковые пункты, а также один или несколько стоковых и уровенных пунктов.

Наличие в разных частях бассейна даже малых рек существенных различий в естественных условиях должно строго учитываться при размещении постов на притоках. Влияние разных природных условий может сказываться в равной степени на годовых и характерных расходах или же вносить существенное разнообразие в формирование характерных, в первую очередь максимальных, расходов по сравнению с годовыми. При этом при размещении опорных стоковых пунктов в бассейне бывает необходимо после анализа имеющихся данных открывать на ряде рек дополнительные стоковые пункты с целью изучения максимальных расходов.

Для бассейна Верхней и Средней Волги, где густота сети близка к оптимальной, задача заключается в рационализации размещения постов без заметного увеличения их численности. При этом в связи с достаточной изученностью характеристик стока основным принципом в размещении сети является улучшение оперативного обслуживания промышленности и сельского хозяйства гидрологической информацией и уточнение элементов водного баланса территорий. В каждом гидрологическом районе должны сохраниться и действовать стоковые посты с длительными рядами наблюдений, отражающие временные закономерности режима вод суши. Это так называемые реперные, или вековые, посты. Их общее количество достигает 15—20 % общего состава сети.

После общего ознакомления с сетью гидрологических постов России, с сайта Росгидромета скачаны данные о гидрологических постах на реках исследуемой территории. Для удобства работы с полученным массивом данных составлена база данных, в которой все посты отсортированы в алфавитном порядке. В ней для каждого гидрологического поста приведена следующая информация: порядковый номер, название водного объекта и пункта наблюдения на нём, код пункта наблюдений, код водного объекта, расстояние поста от истока и устья реки, площадь водосбора для поста, период действий поста (дата открытия и закрытия), состояние поста (закрыт или действующий), географические координаты гидрологического поста, принадлежность поста и код административного региона.

В Верхне-волжском районе расположено 255 гидрологических постов на реках. Более 48% всех постов расположено на малых реках. На ручьях, незначительных и очень малых реках расположено всего по 1% постов. В верховьях Волги гидрологические посты охватывают все категории рек классификации. В этом районе расположено максимально количество постов, имеющих площадь водосбора 11,07–200 км² (8 шт). И нём же расположено максимально количество постов, имеющих площадь водосбора 318,01–2000 км² (119 шт).

В бассейне реки Камы действует 171 гидрологический пост. Они представляют все категории классификации. В бассейне преобладают посты на средних реках (49%). Отсутствуют посты на незначительных реках (0–6,26 км²). В этом районе расположено максимально количество постов, имеющих площадь водосбора 37,56–50 км² (2 шт).

База данных создана отдельно для всех речных гидрологических постов (10142 ГП) и отдельно – для действующих на сентябрь 2020 года (2992 ГП).

Результаты. Классификация рек по площади бассейна

По площади бассейна реки можно разделить на большие, средние и малые [В.Н. Михайлов, С.А. Добролюбов. Гидрология. 2017 г.].

Большие реки. Это равнинные реки с площадью бассейна более 50 тыс. км² и горные реки с площадью водосбора более 30 тыс. км². Как правило, такие реки располагаются в нескольких географических зонах и их гидрологический режим (изменения состояния реки, обусловленные климатом) отличается от режима рек каждой географической зоны в отдельности.

Средние реки. Равнинные реки с площадью бассейна от 2 до 50 тыс. км². Находятся в одной географической зоне, гидрологический режим сходен со всеми реками этой зоны.

Малые реки. Реки с площадью бассейна до 2 тыс. км². Располагаются в одной географической зоне, однако гидрологический режим может быть не сходен с реками данной зоны из-за влияния местных факторов.

Основываясь на этой классификации, выделены категории гидрологических постов в базе данных для всей территории России.

Кроме этой классификации, изучена классификация рек по величине расчётного расхода воды [ГОСТ 33177–2014]. Эта классификация представлена в таблице 1.

Табл.1. Классификация рек по величине расчетного расхода воды

Группа реки	Расход воды, м ³ /с
Ручьи	<10
Малые	10-100
Средние	100-1000
Большие	>1000

Так же изучена классификация, приведенная в книге И.А. Уразметова «Гидрология рек» 2007 года. Уразметовым она составлена на обобщении данных гидрологической литературы и современного опыта водохозяйствования, теории гидрологических расчетов и прогнозов. В своей книге автор предлагает относить к малым – реки длиной до 250 км, водосборной площадью до 10000 км² и среднемноголетним расходом до 20 м³/с. Если принять все эти три параметра, то все малые реки можно сгруппировать в пять групп или категорий. Данные категории представлены в таблице 2.

Таблица 2. Категории малых рек по И.А.Уразметову

Категории рек	Длина, км	Площадь водосбора, км ²	Расход, м ³ /с
Незначительные	до 10	6,26	0,04
Очень малые	11-20	37,56	0,4
Самые малые	21-50	114,07	1,2
Средние малые	51-100	318,01	4,1
Малые	101-250	2000	13

Для рек Европейской территории России разработана собственная классификация рек по площади бассейна. За основу более дробной классификации взяты две классификации: классификация рек по площади бассейнов и классификация малых рек, предложенная в учебном пособии И. А. Уразметова, а также нормативные документы по инженерно-

гидрометеорологическим изысканиям. Кроме этого, добавлены такие величины площадей бассейнов, как 50 км² – граница ручья и реки [СП-33-101-2003], а также 200 км² (что является границей применения формулы предельной интенсивности (для рек с большей площадью водосбора применяется регрессионная формула) [СП-33-101-2003]), в классификацию введена величина 100 км², что является границей использования формулы предельной интенсивности по [5]. Так же учитывается площадь бассейна в 2000 км², что является границей между малыми и средними реками [3]. Все категории классификации представлены в таблице 3.

Табл.3. Классификация рек Европейской территории России

Категории рек ЕТР		
Категории рек ЕТР	Площадь бассейна, км ²	Кол-во
Незначительные	0-50	35
Очень малые	50-100	48
Самые малые	100-200	47
Средние малые	200-1000	157
Малые	1000-2000	379

Заключение

В процессе исследования данных Росгидромета, установлено, что на территории Верхней и Средней Волги в настоящее время действует 256 гидрологический пост на малых реках. В основном гидрологические посты имеют водосборы 2000–50000 км², т.е. расположены на крупных и средних реках. Категория ручьев и незначительных, а также очень малых рек – практически не освещены (на их долю приходится менее 3% от общего количества ГП на Европейской территории России).

Сокращение сети гидрологических наблюдений на исследуемой территории за последние 20 лет составило 30 процентов

Наблюдается положительная динамика общей численности пунктов сети наблюдений за состоянием подземных вод, но при этом государственная опорная наблюдательная сеть сокращается.

Действующая государственная сеть в недостаточной степени обеспечивает адекватные оценки состояния вод на исследуемой территории. Более половины всех гидрологических постов расположена на реках с площадью водосбора более 2000 км², это оправдано с экономической позиции – именно большие и средние реки играют важную роль в хозяйстве. Однако, именно малые мере быстрее всех реагируют на климатические, физические и химические изменения на водосборе.

Список литературы

1. <https://www.meteorf.ru/>
2. ГОСТ 33177-2014
3. ГОСТ 19179-73
4. Михайлов, В. Н. Гидрология : учебник для вузов / В. Н. Михайлов, С. А. Добролюбов. – М. ; Берлин : Директ-Медиа, 2017. – 752 с.
5. СНИП 2.01.14-83 от 01.07.1984 г.
6. СП 33-101-2003
7. Уразметов И.А. Гидрология рек: учебное пособие/ И.А. Уразметов; под ред. проф. И.Т.Гайсина. – Казань: Изд-во. 2007. - 95с.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА РЕК ЮГО-ЗАПАДА КРЫМА.

FEATURES OF THE RIVER FLOW FORMATION IN THE SOUTH-WEST OF THE CRIMEA

Гречушникова Мария Георгиевна^{1,2}

¹ *Институт водных проблем РАН*

² *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

Grechushnikova Maria Georgievna

¹ *Institute of water problems RAS*

² *Moscow State University*

Введение

Крым является вододефицитным районом, обеспечение населения и хозяйства водными ресурсами является актуальной задачей, особенно в ситуации отсутствия подачи воды по Северо-Крымскому каналу. Некоторые водохранилища, созданные для целей подачи воды на орошение, в настоящее время аккумулируют воду для обеспечения питьевого водоснабжения. Важной задачей является изучение формирования стока рек. Наиболее водообильным является район горного Крыма, расположенный на юго-западе полуострова, где формируют сток крупнейшие реки полуострова: Бельбек, Кача, Альма, Черная и Салгир/

Данные и методы

Сток воды формируется различным генетическими типами вод: поверхностно-склоновыми в фазу стекания атмосферных осадков по поверхности водосбора, почвенно-поверхностными, дренирующимися из почвенных горизонтов, почвенно-грунтовыми (стекание инфильтрационных вод из почвогрунтов) и грунтовыми ((стекание инфильтрационных вод из водоносных горизонтов).

Цветность воды характеризует происхождение органического вещества, содержащегося в природных водах. В период увлажнения при выпадении дождей цветность водотоков увеличивается. В летнее-осеннюю межень этот показатель обычно уменьшается вследствие питания рек исключительно грунтовыми водами. Выполненный анализ данных, приведенных в гидрологических ежегодниках 1949-1975 гг. (т. 2, вып. 6), показал различия в изменении цветности воды в различные фазы водного режима, которые обусловлены различиями доли подземного питания в реках Юго-Западной части Крыма. Увеличение цветности воды помимо естественных причин может быть связано также и с неблагоприятным санитарным состоянием водотока по антропогенным причинам. Но область питания рек, расположенная в горной части (а в случае верховьев Альмы и Качи в заповедной зоне) исключает этот фактор, поэтому изменения цветности воды в верховьях рек обусловлены естественными причинами. Несмотря на небольшую площадь территории Горного Крыма, его разнообразное геологическое строение приводит к достаточно пестрому пространственному изменению гидрохимических характеристик.

Внутригодовое изменение цветности воды и ее связь с расходами воды может характеризовать долю того или иного источника питания в стоке реки и особенности ее водного режима.

Результаты.

Для группы рек (табл. 1, №1-8) выявлено отсутствие связи внутригодового изменения цветности и расходов воды. Это реки Бельбек, Биюк Узенбаш, Кучук Узенбаш, приток Кучук-Узенбаш (посты в окрестностях с. Счастливое), Коккозка (Голубинка), Черная (Родниковское) и Узунджа (Колхозное). В случае первого створа некоторое влияние может оказывать Счастливленское водохранилище, аккумулирующее паводочные воды Манаготры.

Река Манাগотра, в отличие от соседних бассейнов Биюк-Узенбаш и Кучук-Узенбаш имеет выраженную связь расхода с цветностью воды, причем диапазон ее изменения в несколько раз больше. Это может быть связано с меньшей средней высотой водосбора (660 м против 980 м у соседних истоков Бельбека), меньшим средним уклоном водосбора (300 против 490 и 421), а также большей густотой речной сети (0,32, а не 0,1 и 0,18). Бассейн Манাগотры находится в пределах среднеюрских отложений (песчаники, алевролиты и аргиллиты), а верховья бассейнов Биюк-Узенбаш и Кучук-Узенбаш в пределах верхнеюрских отложений (рифогенные и слоистые известняки). В бассейнах последних двух рек довольно много родников, в то время как в бассейне Манাগотры их практически нет.

Таблица 1. Характеристика связи расхода воды с минерализацией (М), цветностью (Цв) и перманганатной окисляемостью (ПО) воды

№	Река	Пост	n	R ² (М)	R ² (Цв)	R ² (ПО)	Макс Цв	Ср Цв
1	Бельбек	Счастлиное	50	0,5	0	0,01	50	10,5
2	Биюк Узенбаш	Счастлиное	37	0,61	0	0	20	7
3	Кучук Узенбаш	Многоречье	42	0,51	0,09	0,02	20	7,4
4	Приток Кучук-Узенбаш	Многоречье	38	0,66	0	0,06	58	8,2
5	Коккозка	Голубинка	59	0,07	0,05	0,07	70	12,6
6	Черная	Родниковское	62	0,07	0	0	50	6,6
7	Узунджа	Колхозное	26	0,04	0,09	0,01	50	12,6
8	Байдарка	Орлиное	27	0,33	0,03	0,04	104	28,9
9	Бельбек Куйбышево	Куйбышево	49	0,62	0,25	0,19	70	16,4
10	Бельбек	Фруктовое	51	0,54	0,11	0,1	56	14,8
11	Манাগотра	Счастлиное	37	0,68	0,62	0,58	96	26,3
12	Альма	Крымгосзаповедник	43	0,29	0,54	0,15	136	16,2
13	Альма	Почтовое	50	0,59	0,86	0,54	60	10,9
14	Альма	Красноармейское	29	0,72	0,38	0,52	36	12
15	Бодрак	Трудолюбовка	15	0,89	0,36	0,72	110	33
16	Кача	Загорское	25	0,18	0,21	0,14	80	24,7
17	Кача	Баштановка	83	0,65	0,5	0,49	110	19,2
18	Марта	Верхооречье	9	0,16	0,49	0,08	118	28,9
19	Учан-су	Чехово	30	0,28	0,55	0,41	37	13
20	Булганак	Трехпрудное	13	0,64	0,86	0,86	60	16,5

Следует отметить, что для рек Черная и приток Кучук-Узенбаш максимальные значения цветности (50 и 58 град) единичны, в целом же ее значения не превышают 20 град, что указывает на большую долю подземного питания. В рассматриваемой группе выделяется р. Байдарка, повышенные значения цветности воды в которой могут быть связаны с антропогенным влиянием из-за освоенности ее водосбора. В этой же группе рек с отсутствием связи цветности и перманганатной окисляемости с расходом воды выделяются реки Черная, Узунджа и Коккозка у которых отсутствует связь расхода воды и минерализации. При этом, диапазон изменения суммы ионов у этих рек составляет 170-300 мг/л, что превышает аналогичный показатель для рек Кучук-Узенбаш и его притока (123 и 95 мг/л соответственно), хотя для последних водотоков связь минерализации и расхода воды достаточно тесная (R² 0,51 и 0,66 соответственно). Данные особенности говорят о различии

режима питания подземными водами, что может быть обусловлено особенностями формирования запасов подземных вод.

Из перечня рассмотренных постов выраженную связь расхода воды с цветностью имеют реки Бодрак (Трудолюбовка), Альма (Крымгосзаповедник), Учан-Су (Чехово), Булганак (Трехпрудное), что свидетельствует об увеличении доли притока поверхностных вод в формировании их стока. В бассейнах этих рек существенно меньше родников, чем в предыдущей группе. В бассейнах первых трех рек присутствует таврический флиш (тонкослоистые песчаники, алевролиты и аргиллиты), а в бассейне Булганака – эоценовые отложения (нумулитовые известняки, мергели, глины).

Особо следует выделить группу постов на Бельбеке (Куйбышево, Фруктовое), Альме (Почтовое, Красноармейское) и Каче (Загорское, Баштановка), поскольку эти реки, во-первых, зарегулированы, во-вторых испытывают в среднем и нижнем течении антропогенное воздействие из-за хозяйственной деятельности в долинах (сброс сточных вод, сельскохозяйственные объекты). Для этих створов присутствует связь расходы воды с цветностью, перманганатной окисляемостью и минерализацией. Наименее тесная связь цветности и расхода воды характерна для Бельбека: с одной стороны река зарегулирована только в самых верховьях в отличие от Альмы и Качи, но на многих ее притоках созданы пруды, в долине реки много родников. В бассейнах Альмы и Качи в среднем течении Партизанское, Альминское и Бахчисарайское водохранилище аккумулируют сток, поступающих с верхних частей водосбора, поэтому в нижнем бьефе эти реки формируют свой сток практически заново уже выйдя за пределы второй гряды на эоценовых, миоценовых и плиоценовых отложениях (известняки, глины, пески). Для них характерно наличие значимой связи цветности и минерализации с расходом воды, что говорит о большей доле поверхностного притока.

Заключение

Горный Крым – основная область формирования стока крупнейших водотоков Крыма, обеспечивающих водой население и сельское хозяйство. Однако сложные гидрогеологические условия обуславливают особенности формирования стока.

Работа выполнена в рамках проекта 0126-2021-0001 «Разработка методической базы и цифровых технологий поддержки принятия решений по обеспечению водной безопасности Крыма» а также темы ГЗ 121051400038-1.

Список литературы

Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Издание второе, дополненное. Санкт-Петербург, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018

Гидрология

Стендовые доклады

Hydrology

Poster presentations

УДК 556.16.06

ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СТОКА ГОРНЫХ РЕК (НА ПРИМЕРЕ ВОДОСБОРОВ ДАГЕСТАНА И АРМЕНИИ)

PECULIARITIES OF FORECASTING THE RUNOFF OF MOUNTAIN RIVERS (ON THE EXAMPLE OF RIVER RUNOFF OF DAGESTAN AND ARMENIA)

**Гайдукова Екатерина Владимировна¹, Мякишева Наталия Вячеславовна¹,
Маргарян Вардуи Гургеновна², Винокуров Игорь Олегович¹,
Решин Николай Алексеевич¹**

¹ *Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ)*

² *Ереванский государственный университет*

**Gaidukova Ekaterina Vladimirovna¹, Myakisheva Natalia Vyacheslavovna¹,
Margaryan Varduhi Gurgenovna², Vinokurov Igor Olegovich¹,
Reshin Nikolay Alekseevich¹**

¹ *Russian State Hydrometeorological University*

² *Yerevan State University*

Введение

Существуют различные методы прогноза стока горных и полугорных рек [Георгиевский и др., 1987]. Большинство из них основано на использовании фактических наблюдений за характеристиками речного стока за предшествующий дате прогноза период. Распространены подходы, основанные на методах водного баланса. В практике оперативного прогноза стока горных рек часто применяются методы, опирающиеся на концептуальные модели формирования стока, или на физико-статистические зависимости характеристик речного стока от гидрометеорологических факторов.

Цель исследования заключается в анализе методов эффективного прогнозирования характеристик речного стока в период паводков и половодья в горных и полугорных районах. Рассмотрены и проанализированы подходы, реализующие динамические и стохастические математические модели.

Данные и методы

Исходные данные

Рассматривались две горные реки – р. Самур (Дагестан) [Гайдукова и др., 2021] и р. Арпа (Армения) [Маргарян и др., 2021]. В качестве исходных данных были взяты расходы воды по гидрологическим станциям с. Усухчай за три года (2013, 2014, 2015 гг.) и для п. Джермук за 2018 и 2019 гг. Метеорологические данные включали среднесуточную температуру воздуха, (°С), сумму суточных осадков (мм), толщину снежного покрова (см) по метеостанциям Ахты и Джермук соответственно.

Методы

Для выявления особенностей прогнозирования стока горных рек использовались подходы, разработанные в РГГМУ: – прогнозный метод, основанный на применении динамических моделей формирования суточных расходов воды; – метод стохастического прогноза, основанный на решении системы дифференциальных уравнений для начальных статистических моментов.

В первом подходе используются модели, представленные в виде дифференциальных уравнений первого и второго порядка для прогнозирования процесса изменения характеристик речного стока [Коваленко и др., 2006]. Прогноз состоит из трех этапов:

оптимизация параметров модели на фактическом материале за период, предшествующий дате прогноза; получение значений метеоэлементов; выпуск прогноза с выбранной заблаговременностью. При прогнозировании водности в период снеготаяния учитывалась отдача воды из снега в зависимости от накопленной суммы положительных температур на дату выпуска прогноза.

Во втором подходе используется система дифференциальных уравнений для начальных статистических моментов, которая получается путем аппроксимации уравнения Фоккера–Планка–Колмогорова. Решением системы уравнений для начальных моментов являются прогнозные значения трех первых моментов, которые характеризуют среднесуточное значение, вариацию расходов воды внутри суток и отклонение среднего значения от модального [Баймаганбетов и др., 2020].

Результаты

Поверочные прогнозы оценивались по двум критериям: соотношению среднеквадратической погрешности к среднеквадратическому отклонению изменений прогнозируемой величины за период заблаговременности (S/σ_{Δ}) и числу оправдавшихся прогнозов (P , %). Прогнозы давались с заблаговременностью 1 сутки.

1. Динамические модели первого и второго порядков.

Были просчитаны следующие варианты поверочных прогнозов: 1) прогноз на период половодья с учетом снеготаяния и суммы температур; 2) прогноз по дифференциальной модели первого порядка на весь год и на период половодья; 3) прогноз по дифференциальной модели второго порядка на весь год и на период половодья. На рис. 1, для примера, показаны гидрографы по некоторым вариантам прогнозов.

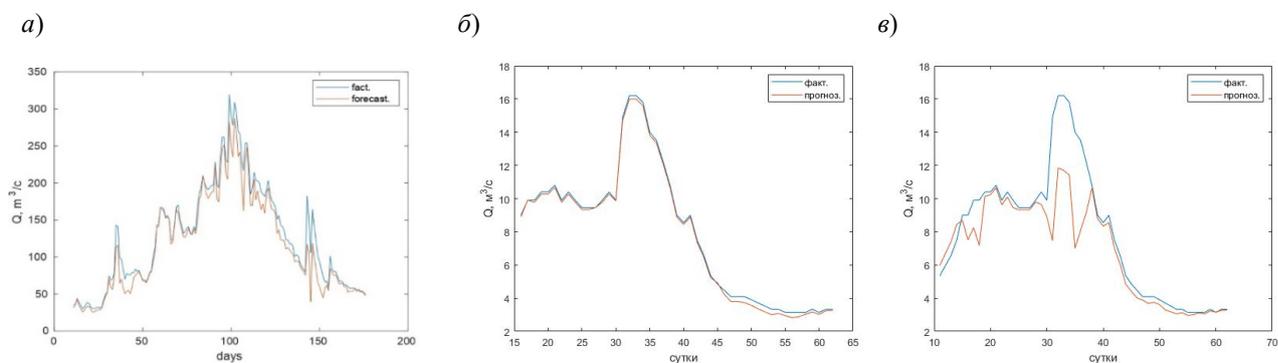


Рис. 1. Фактические и прогнозные гидрографы: *а* – модель первого порядка с учетом снеготаяния и суммы температур для периода половодья, 2013 г., р. Самур – с. Усучай; *б* – модель первого порядка для периода половодья, 2019 г., р. Арпа – п. Джермук; *в* – модель первого порядка с учетом снеготаяния и суммы температур за период половодья, 2019 г., р. Арпа – п. Джермук.

Для р. Самур получено, что модель первого порядка завышает максимальные расходы воды. По модели второго порядка прогнозные значения расходов воды меньше фактических, но погрешности не превышают допустимые значения. Модель первого порядка с учетом снеготаяния и суммы температур показала неустойчивые решения. Это связано с малой толщиной снежного покрова на водосборе на момент начала половодья, происходит интенсивное снеготаяние в короткий срок, и при прогнозировании параметризуется

коэффициент (коэффициент водоотдачи снега), который фактически уже не нужен, что добавляет в прогнозные значения значительные погрешности.

Исходя из результатов апробации моделей РГГМУ, наиболее эффективной оказалась модель второго порядка для всего года. Число оправдавшихся прогнозов было максимальным. Соотношение S/σ_{Δ} находилось в пределах 0,18–0,21, что является показателем отличного качества методики прогноза.

Для р. Арпа модель первого порядка занижает прогнозные значения, модель второго порядка завышает прогнозные значения. Динамические модели показывают удовлетворительный результат, но без учета снеготаяния на дату выпуска прогноза. Модель с учетом снеготаяния показывает неудовлетворительные результаты, несмотря на то, что запасы снега на водосборе достигают метровой толщины, а не так как в бассейне р. Самур – около 20 см.

Для двух рассматриваемых лет модель первого порядка показывает более эффективный результат. Это связано с тем, что в горных районах нет ярко выраженного подземного стока, так как скальные породы, образуя водоупор, не дают паводковым водам фильтроваться ниже них. Происходит, так называемый, контактный сток, характеризуемый быстрым стоком вод по поверхности и под рыхлым слоем почв.

2. Вероятностный прогноз

На рис. 2 для примера показаны полученные фактические и прогнозные графики изменения начальных статистических моментов в период половодья.

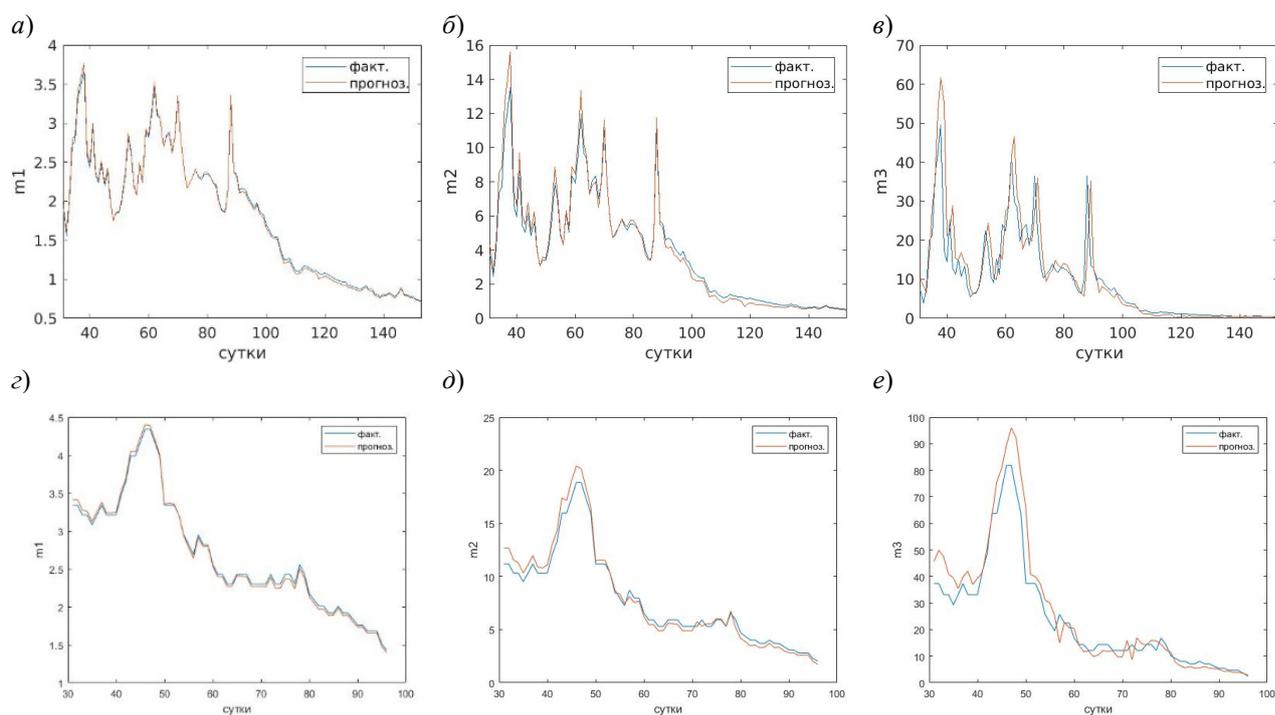


Рис. 2. Изменение фактических и прогнозных моментов за период половодья: *а* – первого момента, *б* – второго момента и *в* – третьего момента в 2014 г., р. Самур – *с*. Усухчай; *г* – первого момента, *д* – второго момента, *е* – третьего момента в 2018 г., р. Арпа – *п*. Джермук.

Для р. Самур получено, что численные значения соотношения S/σ_{Δ} для первого и второго моментов не превышают 0,8, что является удовлетворительным результатом для ряда поверочных прогнозов, включающего более 100 членов. Для третьего момента получен неудовлетворительный результат прогноза.

Для р. Арпа эффективнее всего прогнозируется первый начальный момент (среднесуточное значение слоя стока, мм), второй момент, характеризующий вариацию значений слоя стока в течении суток (мм^2), прогнозируется с большей погрешностью, а прогнозный третий начальный момент (мм^3) уже имеет наибольшую погрешность, включающую собственную составляющую и от первых двух моментов.

Несмотря на то, что эффективность вероятностная модель показала только для первых двух начальных моментов, данный подход является весьма перспективным для получения прогнозных кривых плотности вероятности, позволяющих определять обеспеченные значения расходов воды (модулей, слоев стока) для суточного разрешения.

Заключение

При проведении поверочных прогнозов расходов воды на горной реке Самур в период половодья и дождевых паводков лучшие результаты получены по математической модели в виде дифференциального уравнения второго порядка, которое учитывает разные скорости добегающего поверхностного и подповерхностного стока. Для р. Арпа эффективнее оказалась модель первого порядка. Выявлено, что при малой заблаговременности параметры модели могут оптимизироваться с потерей их физического смысла, особенно в период половодья, так как отмечена неэффективность параметра, отвечающего за интенсивность снеготаяния.

В ходе апробации вероятностной модели получено, что первый начальный момент прогнозируется надежнее, чем второй и третий, причем отклонения прогнозных значений от фактических составляли доли миллиметра.

Исследование выполнено при финансовой поддержке КН РА и РФФИ (РФ) в рамках совместного научного исследования «Краткосрочный вероятностный прогноз стока рек в период весеннего половодья» № 20RF-039 и № 20-55-05006\20 соответственно.

Список литературы

Баймаганбетов А.Е., Гайдукова Е.В. Применение метода стохастического фонового прогноза к речным бассейнам Казахстана // Гидрометеорология и экология, № 59, 2020. – С. 41–50. DOI: 10.33933/2074-2762-2020-59-41-50.

Гайдукова Е.В., Маргарян В.Г., Винокуров И.О., Ромащенко А.Ю. Краткосрочное прогнозирование расходов воды на р. Самур // Международный научно-исследовательский журнал, № 6-3 (108), 2021. – С. 17–23.

Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Прогнозы стока горных рек. – Л.: ЛГМИ, 1987. – 55 с.

Коваленко В.В., Викторова Н.В., Гайдукова Е.В. Моделирование гидрологических процессов. – СПб: изд-во РГГМУ, 2006. – 559 с.

Маргарян В.Г., Гайдукова Е.В., Азизян Л.В., Мисакян А.Э. Особенности формирования весеннего половодья в бассейне реки Арпа // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление, № 3, 2021. – С. 126–152.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Содержание тома I (III)/ Table of contents for Volume I (III).....	364
Содержание тома II (III)/ Table of contents for Volume II (III).....	368
Содержание тома III (III)/ Table of contents for Volume III (III).....	372

Том I (III) / Volume I (III)

Оглавление / Contents

Программа конференции / Conference Programme

Тезисы / Abstracts

Океанология. Устные доклады

СЕКЦИЯ ОКЕАНОЛОГИЯ НА КОНФЕРЕНЦИИ «МОРСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ: MARESEDU» Демидов А.Н., Крашенинникова С.Б.	13
О ФОРМИРОВАНИИ АПВЕЛЛИНГА, ДАУНВЕЛЛИНГА И ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ФРОНТА МИРОВОГО ОКЕАНА ДОЛГОПЕРИОДНЫМИ ВОЛНАМИ Мысленков С.А., Бондаренко А.Л.	15
НИЗКОЧАСТОТНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПИКА СПЕКТРА ВОЛН В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ Сапрыкина Я.В., Штрель М.Н., Кузнецов С.Ю.	18
СВЯЗЬ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВОЛНОВОГО КЛИМАТА НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ИНДИИ С ВОЗНИКНОВЕНИЕМ МУТЬЕВЫХ БАНК Сапрыкина Я.В., Кузнецов С.Ю.	22
БИОГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ “ЗАЛИВА - ЭСТУАРИЯ” – УЛЬБАНСКИЙ ЗАЛИВ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД ЛЕТНЕГО ПАВОДКА Семкин П.Ю., Тищенко П.Я., Павлова Г.Ю., Тищенко П.П., Сагалаев С.Г., Михайлик Т.А., Шкирникова Е.М., Швецова М.Г.	26
АНАЛИЗ И ИНТЕРПОЛЯЦИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ С НЕРЕГУЛЯРНОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРОЙ Захарова Н.Б.	31
ПРИМЕНЕНИЕ РОССИЙСКОЙ МОДЕЛИ INMOM-АРКТИКА ДЛЯ ОПЕРАТИВНЫХ РАСЧЕТОВ ЦИРКУЛЯЦИИ И МОРСКОГО ЛЬДА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА Фомин В.В., Дианский Н.А., Панасенкова И.И., Гусев А.В.	35
СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ В БЕЛОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ В 2015-2020 ГГ. Кондрин А.Т., Кораблина А.Д.	39
МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДНЫХ МАСС В СУБТРОПИЧЕСКОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ Крашенинникова С.Б., Демидов А.Н., Иванов А.А., Бабич М.С.	45
О ПРИЧИНАХ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ Серых И.В., Костяной А.Г.	50
СТРУКТУРА И ПЕРЕНОС ГЛУБИННЫХ И ДОННЫХ ВОД В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИКИ Демидов А.Н., Волкова В.В., Гиппиус Ф.Н., Иванов А.А.	54
ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ РАБОТЫ В ПЕРИОД 66-Й СЕЗОННОЙ РАЭ Кашин С.В., Молчанов М.С., Чистяков И.А.	59
СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ЮЖНОГО ОКЕАНА С 2008 ПО 2021 ГГ. Артамонова К.В., Гангнус И.А., Духова Л.А., Лавинен Н.А.	64
РАСЧЕТ ДИНАМИЧЕСКИХ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМОК 2016 Г. Демьшев С.Г., Евстигнеева Н.А., Дымова О.А.	67
ИССЛЕДОВАНИЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ МОДЕЛИ ЭМИССИИ МЕТАНА С АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ К ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ГАЗООБМЕНА Малахова В.В., Крайнева М.В.	71
РОЛЬ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВАРИАЦИЙ АТМОСФЕРНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В КРУПНОМАСШТАБНОЙ ДИНАМИКЕ ОКЕАНА Реснянский Ю.Д., Зеленко А.А., Степанов В.Н., Струков Б.С.	76

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ДИНАМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ВОДНЫХ СЛОЕВ В СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ МОРСКОЙ СРЕДЕ Краснодубец Л.А.	80
ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ ВОД МОРЯ ЛАПТЕВЫХ НАД КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ СКЛОНОМ Полухин А.А., Беликов И.Б., Борисенко Г.В., Гусак Г.В., Муравья В.О., Флинг М.В.	85
ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ НА КРУТОМ ШЕЛЬФЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФЛУКТУАЦИИ ГИДРОАКУСТИЧЕСКОГО КАНАЛА Химченко Е.Е., Шатравин А.В.	89
РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНЕГО МОНИТОРИНГА ЛОФОТЕНСКОГО МЕЗОМАСШТАБНОГО ВИХРЯ ПО ДАННЫМ ПОПУТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ Сентябов Е.В.	94
СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЙ В РЫБОПРОМЫСЛОВЫХ АКВАТОРИЯХ ЦЕНТРАЛЬНО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ Барканова Т.Б., Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю.	98
ТЕЧЕНИЯ КОНТАКТНЫХ ЗОН АЗОВСКОГО МОРЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД 2020 Г. Григоренко К. С., Олейников Е. П., Фролова А. Д.	102

Океанология. Стендовые доклады

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К ИССЛЕДОВАНИЮ БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ Пастухов И.А., Намятов А.А.	107
ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ ТОЛЩИНЫ МОРСКОГО ЛЬДА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД Кускова Е.Г., Иванов В.В.	111
БАЛАНС ВИХРЕВОЙ ЭНЕРГИИ В РАЙОНЕ ИНТЕНСИВНЫХ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКИХ ВИХРЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ Пузина О.С., Мизюк А.И.	116
СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВОЛНОВЫХ СПЕКТРОВ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИЗМЕРЕНИЙ В РАЙОНЕ ГЕЛЕНДЖИКА И УТРИША Рыбалко А.Д., Мысленков С.А.	121
АДАПТАЦИЯ ПРОЦЕДУРЫ ДВУНАПРАВЛЕННОГО НЕСТИНГА В РАЙОНЕ ПРОЛИВА БОСФОР Сендеров М.В., Мизюк А.И.	125
ПРИРОДА ТЕЧЕНИЙ МОРЕЙ И КРУПНЫХ ОЗЕР Щевьев В.А.	127
ПРОГНОЗ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ НАБЛЮДЕНИЙ В КАРСКОМ МОРЕ В 58-ОЙ ЭКСПЕДИЦИИ НИС «АКАДЕМИК ИОФФЕ» Круглова Е.Е., Мысленков С.А., Сильвестрова К.П., Гавриков А.В., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.	131
КАРБОНАТНАЯ СИСТЕМА И РАСТВОРЕННЫЙ КИСЛОРОД ЗАЛИВА ВОСТОК (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) Анохина Р.С., Полякова А.В., Сагалаев С.Г., Тищенко П.П., Тищенко П.Я.	136
ОСОБЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ПОЛЕЙ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУРЫ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ ЛЕДОВИТОСТИ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ Бабич М.С., Крашенинникова С.Б., Шокурова И.Г.	141
МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ В РАЙОНЕ ЛОФОТЕНСКИХ ОСТРОВОВ В ПЕРИОД 1998-2020 ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МОНИТОРИНГА Булатова Т.В., Ванюшин Г.П., Трошков А.А.	144
РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛЮМА РЕКИ ПЯСИНА В КАРСКОЕ МОРЕ Григорьева М.Ю., Осадчиев А.А., Кречик В.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б.	148
ПОВТОРЯЕМОСТЬ АПВЕЛЛИНГОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКЕ В 2000-2019 ГГ. Капустина М.В., Зимин А.В.	152
РАДИАЦИОННЫЕ ПРИЛИВЫ В АЗОВСКОМ МОРЕ Корженюк А.И., Медведев И.П., Архипкин В.С.	157
СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ Круглова Е.Е., Мысленков С.А.	161
ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТАВА РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЫ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ. Мигдисова И.А., Стародымова Д.П., Новигатский А.Н., Ключиткин А.А., Булохов А.В.	163
ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ ПО ДАННЫМ ДРИФТЕРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ 1992-2021 ГГ. Никитин О.П., Касьянов С.Ю.	167
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ И МОРСКОГО ЛЬДА В АРКТИКЕ В СОВРЕМЕННОМ КЛИМАТЕ Маркина М.Ю., Шармар В.Д.	172

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОМПОНЕНТОВ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ <u>Паничева Е.Д., Хаймина О.В., Коузова Н.И.</u>	176
ПЛОТНОСТНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ В БЕЛОМ МОРЕ <u>Погорелова П.В., Подрезова Н.А.</u>	181
РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПЛЮМА РЕКИ ПЕЧОРА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В 2018 ГОДУ <u>Рогожин В.С., Осадчиев А.А.</u>	184
ХАРАКТЕР КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ЮЖНОЙ КОРЕИ ПОСЛЕ ПРОХОЖДЕНИЯ ТАЙФУНОВ МАЙСАК И ХАЙШЕН В СЕНТЯБРЕ 2020 ГОДА <u>Смирнова Д.А., Медведев И.П.</u>	189
СРАВНЕНИЕ РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТИ ПОДХОДОВ ПРИ ОЦЕНКЕ ТПО В ОСНОВНОМ РАЙОНЕ ЗИМНЕГО ОБИТАНИЯ ГОРБУШИ В СЗТО В ЯНВАРЕ-МАРТЕ 1998-2021 ГГ. ПО ДАННЫМ ИСЗ <u>Царева В.А., Ванюшин Г.П., Кружалов М.Ю., Сапунова Е.В.</u>	193
ОЦЕНКА ПОВТОРЯЕМОСТИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ СГОНОВ И НАГОНОВ НА БЕРЕГОВЫХ СТАНЦИЯХ КАРСКОГО МОРЯ <u>Смирнова Д.А., Медведев И.П., Степанова Н.Б.</u>	197
ТРАНСФОРМАЦИЯ ФРАМОВСКОЙ ВОДНОЙ МАССЫ В ЖЁЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ В АВГУСТЕ 2021 ГОДА <u>Джамалова А.Г., Нурлибаева А.С., Витинг К.Б., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б.</u>	201
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОДНЫХ МАСС В ЖЕЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ В АВГУСТЕ 2021 ГОДА <u>Нурлибаева А.С., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	206
ЦИРКУЛЯЦИЯ И ТЕПЛОБМЕН В ЖЕЛОБЕ СВЯТОЙ АННЫ <u>Витинг К.Б., Джамалова А.Г., Нурлибаева А.С., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б.</u>	211
ПРИЛИВЫ В КАРСКОМ МОРЕ НА ОСНОВЕ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ПРИЛИВНЫХ МОДЕЛЕЙ <u>Корженовская А.И., Медведев И.П., Степанова Н.Б.</u>	215
ВОЗМОЖНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОГО СОЗДАНИЯ МАСКИ ЛЬДА НА СПУТНИКОВЫХ СНИМКАХ SENTINEL-1 <u>Захаржевский М.В., Козлов И.Е., Криницкий М.А., Осадчиев А.А., 2, Степанова Н.Б.</u>	219
МОРСКОЕ ВОЛНЕНИЕ: ОЦЕНКА НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ НАБЛЮДАТЕЛЯ <u>Шишкова П.О., Гавриков А.В., Криницкий М.А., Степанова Н.Б., Осадчиев А.А.</u>	223
ИНТЕНСИВНОСТЬ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ РЕЧНЫХ И МОРСКИХ ВОД В ОБСКОЙ ГУБЕ И ЕНИСЕЙСКОМ ЗАЛИВЕ <u>Протопопова М.Д., Демешко Д.М., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	228
ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА В ФЕВРАЛЕ 2021 Г. <u>Кравцова К.В., Подрезова Н.А.</u>	234
ИССЛЕДОВАНИЕ ВНУТРЕННИХ ВОЛН БОЛЬШОЙ АМПЛИТУДЫ В ПРОЛИВЕ КАРСКИЕ ВОРОТА В АВГУСТЕ 2021 Г. <u>Копышов И.О., Козлов И.Е., Жук В.Р., Артамонова А.В., Сильвестрова К.П., Мехова О.С., Корженовская А.И., Фрей Д.И., Джамалова А.Г., Гайский П.В., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	238
ВЛИЯНИЕ ТАЯНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ОПРЕСНЕНИЯ В КАРСКОМ МОРЕ <u>Кускова Е.Г., Осадчиев А.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б.</u>	242
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОСТИ И КРЕМНИЯ КАК МАРКЕРОВ МАТЕРИКОВОГО СТОКА НА ОБСКО-ЕНИСЕЙСКОМ ВЗМОРЬЕ <u>Казакова У.А., Костылева А.В., Полухин А.А., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	247
ИЗМЕРЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ В КАРСКОМ МОРЕ В АВГУСТЕ 2021 Г. <u>Дерягин Д.Н., Павлова М.А., Корчёмкина Е.Н., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	251
ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОД В ОБСКОЙ ГУБЕ В АВГУСТЕ 2019 ГОДА ПО ДАННЫМ ПОДРОБНОЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ <u>Демешко Д.М., Протопопова М.Д., Осадчиев А.А., Коновалова О.П., Степанова Н.Б.</u>	255
СРАВНЕНИЕ НАТУРНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ КОЭФФИЦИЕНТА СПЕКТРАЛЬНОЙ ЯРКОСТИ В КАРСКОМ МОРЕ В АВГУСТЕ 2021 Г. <u>Павлова М.А., Корчёмкина Е.Н., Дерягин Д.Н., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	259
ВАЛИДАЦИЯ СПУТНИКОВЫХ ПРОДУКТОВ ТПО И АЛЬТИМЕТРИИ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В КАРСКОМ МОРЕ <u>Остроумова С.А., Фрей Д.И., Степанова Н.Б., Осадчиев А.А.</u>	263
ВЛИЯНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СОДЕРЖАНИЕ ХЛОРОФИЛЛА-А В РАЙОНАХ КАРСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД ТАЯНИЯ ЛЬДА <u>Геттих Н.П., Евенкова Т.Д., Костылева А.В., Казакова У.А., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	267
МОРСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА БАЗЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОГРАММ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ <u>Онищенко Н.А., Самборский Т.В., Калинин М.А., Швед В.А.</u>	271
АППРОКСИМАЦИЯ ПОТОКА ПРИХОДЯЩЕЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ ПО ОПТИЧЕСКИМ ШИРОКОУГОЛЬНЫМ СНИМКАМ НЕБОСВОДА <u>Кощкина В.С., Криницкий М.А., Аникин Н.Н., Борисов М.А., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	275

ОЦЕНКА НЕОПРЕДЕЛЕННОСТЕЙ В НАБЛЮДЕНИЯХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАЧНОСТИ В АРКТИКЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ АИ-58 <u>Борисов М.А.</u> , Криницкий М.А., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.	279
АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ КАРСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ИЗМЕРЕНИЙ ИК-РАДИОМЕТРА С БОРТА СУДНА <u>Марчук Е.А.</u> , Репина И.А., Козлов И.Е., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.	283

Гидрология. Устные доклады

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ И ОБРАЗОВАНИЯ, РАССМОТРЕННЫЕ В РАМКАХ КОНФЕРЕНЦИИ MARESEDU ЗА ДЕСЯТИЛЕТНИЙ ПЕРИОД <u>Демиденко Н.А.</u>	288
ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА 1.5 И 2 ГРАДУСА НА ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЕСТЕСТВЕННОГО СТОКА ВОЛГИ В КАСПИЙСКОЕ МОРЕ <u>Калугин А.С.</u>	290
ВЛИЯНИЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА СТОК РЕКИ ЛЕНЫ <u>Калугин А.С.</u>	293
ТИПИЗАЦИЯ СОВРЕМЕННОГО ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК ЕТР НА ОСНОВЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ <u>Горбаренко А.В.</u> , Самсонов Т.Е., Киреева М.Б.	296
ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ ОПАСНОСТИ НАВОДНЕНИЙ НА РЕКАХ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА РОССИИ <u>Миرونенко А.А.</u> , Рец Е.П., Фролова Н.Л.	300
ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ МЕТОДИКИ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА НАРАСТАНИЯ ТОЛЩИНЫ ЛЬДА ДЛЯ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ <u>Наурызбаева Ж.К.</u>	303
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ НАБЛЮДАТЕЛЬНОЙ СЕТИ НА РЕКАХ, ВПАДАЮЩИХ В МОРЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА <u>Костык В.А.</u> , Вихренко С.В., Кролевецкая Ю.В.	307
ВОДНЫЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМЫ РЕКИ ПУР В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ <u>Саноцкая Н.А.</u>	311
ПОЛЕВЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ ПЕЧОРЫ В АВГУСТЕ 2020 г. <u>Попрядухин А.А.</u> , Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Крыленко И.Н., Панченко Е.Д., Севастьянова Л.Ю.	317
ДВУМЕРНАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ ПЕЧОРЫ <u>Крыленко И.Н.</u> , Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А.	321
ПРИЛИВНЫЕ УСТЬЯ РЕК И ФОРМУЛА ЛАГРАНЖА <u>Панченко Е.Д.</u>	325
ДИНАМИКА ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА В МЕЗО- И МАКРОПРИЛИВНЫХ ЭСТУАРИЯХ МАЛЫХ РЕК БЕЛОГО МОРЯ <u>Демиденко Н.А.</u> , Панченко Е.Д., Попрядухин А.А.	328
СТРУЙНЫЕ ГАЗОВЫДЕЛЕНИЯ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ КРЫМА <u>Иванова И.Н.</u> , Будников А.А., Малахова Т.В., Мурашова А.И., Агапова Д.А.	335
К ВОПРОСУ ВЫБОРА РЕК-АНАЛОГОВ В ФОРМУЛАХ РАСХОДА НАНОСОВ <u>Шмакова М.В.</u>	339
РАЗВИТИЕ ОСЕННЕГО ТЕРМОБАРА ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕРМИЧЕСКИХ СОСТОЯНИЯХ АТМОСФЕРЫ <u>Блохина Н.С.</u>	343
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ В КОНЦЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА <u>Бадюкова Е.Н.</u> , Лобачева Д.М., Макшаев Р.Р.	347
ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ И КЛАССИФИКАЦИЯ РЕК ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ ВОЛГИ <u>Айбулатов Д.Н.</u> , <u>Жуков И.А.</u>	351
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА РЕК ЮГО-ЗАПАДА КРЫМА <u>Гречушникова М. Г.</u>	355

Гидрология. Стендовые доклады

ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СТОКА ГОРНЫХ РЕК (НА ПРИМЕРЕ ВОДОСБОРОВ ДАГЕСТАНА И АРМЕНИИ) <u>Гайдукова Е.В.</u> , Мякишева Н.В., Маргарян В.Г., Винокуров И.О., Решин Н.А.	359
---	-----

Том II (III) / Volume II (III)

Оглавление / Contents

Программа конференции / Conference Programme

Тезисы / Abstracts

Морская биология. Устные доклады

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ЭНДОПАРАЗИТИЧЕСКОМ ПОСТЭМБРИОНАЛЬНОМ РАЗВИТИИ МОРСКОГО ПАУКА RHOXICHILIDIUM FEMORATUM (RATHKE, 1799) Богомолова Е.В., Петрова М.А.	14
ПОСТЭМБРИОНАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ КОНЕЧНОСТЕЙ У МОРСКОГО ПАУКА RHOXICHILIDIUM FEMORATUM (RATHKE, 1799) Петрова М.А., Богомолова Е.В.	20
ЭКСКРЕТОРНАЯ СИСТЕМА МОРСКИХ ПАУКОВ СЕМЕЙСТВА NYMPHONIDAE Алексеева Н.В.	24
LOXOSOMELLA CORONATA - КОЛОНИАЛЬНЫЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОДИНОЧНЫХ ВНУТРИПОРОШИЦЕВЫХ Борисанова А.О.	28
ГЕНЕТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ КОЛЬЧАТЫХ ЧЕРВЕЙ (ANNELIDA) АРКТИКИ Борисова П.Б., Будаева Н.Е.	32
БЕЛОМОРСКИЕ ПОЛИХЕТЫ – ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ОБЪЕКТЫ ЭМБРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И УЧЕБНЫХ ПРАКТИК Козин В.В., Храмова Ю.В., Римская-Корсакова Н.Н.	35
КЛЕТОЧНЫЕ МЕХАНИЗМЫ РЕГЕНЕРАЦИИ ИЗВЕСТКОВОЙ ГУБКИ LEUCOSOLENIA VARIABILIS Лавров А.И., Скоренцева К.В., Саидов Д.М., Большаков Ф.В., Мельников Н.П., Саидова А.А., Ересковский А.В.	37
ТРЕМАТОДЫ (DIGenea) ВПЕРВЫЕ ОБНАРУЖЕНЫ В КИШЕЧНОДЫШАЩИХ ПОЛУХОРДОВЫХ Лукиных А.И., Белолобская К.И., Ежова О.В., Крупенко Д.Ю., Малахов В.В.	41
ЭКСПАНСИЯ ЩЁЛКАЮЩИХ КРЕВЕТОК В ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ ВОДЫ РОССИИ И АБХАЗИИ Бибииков Н.Г.	45
ГЕНЕТИКА ПОПУЛЯЦИЙ PRIAPULUS CAUDATUS LAMARCK 1816 В АРКТИКЕ Колбасова Г.Д., Шмидт-Реза А., Рикер Я., Бредихин Д.О., Сёмин В.Л., Морозов Т.Б., Неретина Т.В.	50
О ДИАГНОСТИКЕ ДВУХ ВИДОВ АРКТИЧЕСКИХ БЫЧКОВ ICELUS VICORNIS И I.SPATULA (COTTIFORMES: COTTIDAE) Зорина А.А., Чернова Н.В.	55
ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СТАНДАРТИЗАЦИЯ ОЦЕНОК ЛОКАЛЬНОЙ ПЛОТНОСТИ И БИОМАССЫ РАННЕЙ МОЛОДИ РЫБ НА ЕДИНУЮ ЕСТЕСТВЕННУЮ СМЕРТНОСТЬ Лобырев Ф.С., Кузьмичева Т.А.	59
ФИЛОГЕОГРАФИЯ МИНТАЯ GADUS CHALCOGRAMMUS (GADIDAE) СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ АРКТИКИ ПО ДАННЫМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МАРКЕРОВ Орлова С.Ю., Сергеев А.А., Курносов Д.С., Чикурова Е.А., Емельянова О.Р., Григоров И.В., Орлов А.М.	64
ПРОЛАКТИН АДАПТИРУЕТ ЦВЕТОВОЕ ЗРЕНИЕ У САМОК И САМЦОВ ТРЁХИГЛОЙ КОЛЮШКИ GASTEROSTEUS ACULEATUS L. ПРИ 72-ЧАСОВОЙ АДАПТАЦИИ К ПРЭСНОЙ ВОДЕ. Павлова Н.С., Гизатулина А.Р., Неретина Т.В., Смирнова О.В.	69
ВИДОВОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И СТРУКТУРА ЗООПЛАНКТОНА ЧАУНСКОЙ ГУБЫ (ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ) И ИХ СВЯЗЬ С АБИОТИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ Кособокова К.Н., Ершова Е.А., Юрикова Д.А., Чаркин А.Н.	75
ВЛИЯНИЕ ХЕМОКЛИНА НА ВЕРТИКАЛЬНУЮ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗООПЛАНКТОНА В ПРИБРЕЖНЫХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ВОДОЕМАХ, ОТДЕЛИВШИХСЯ ОТ БЕЛОГО МОРЯ Краснова Е.Д., Воронов Д.А.	82
ПЕРВОЕ УПОМИНАНИЕ О МИКРОВОДОРОСЛИ HALOSHORELLA RUBESCENS NAMSU SBV-20, ПОЛУЧЕННОЙ С БЕЛОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СОЛОВЕЦКОГО АРХИПЕЛАГА, ОБЛАДАЮЩЕЙ БИОТЕХНОЛОГИЧЕСКИМ ПОТЕНЦИАЛОМ Зайцева А.А., Зайцев П.А., Чеканов К.А., Лобакова Е.С.	87

ТОКСИЧНЫЕ И ПОТЕНЦИАЛЬНО ТОКСИЧНЫЕ ВИДЫ ДИНОФЛАГЕЛЛЯТ БЕЛОГО МОРЯ <u>Резник Е.В., Георгиев А.А.</u>	90
ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ ВОЗНИКШЕЙ ОСЕНЬЮ 2020 г. У БЕРЕГОВ КАМЧАТКИ НЕБЛАГОПРИЯТНОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РАЗЛИЧНЫХ ГРУПП ГИДРОБИОНТОВ <u>Токранов А.М., Данилин Д.Д., Жигадлова Г.Г., Санамян К.Э., Санамян Н.П., Усатов И.А.</u>	93
МНОГОЛЕТНЯЯ СУКЦЕССИЯ В СООБЩЕСТВЕ ОБРАСТАНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ СУБСТРАТОВ В АФОТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ ОХОТСКОГО МОРЯ <u>Чава А.И., Мокиевский В.О.</u>	97
РОСТ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ <i>SERRIPES GROENLANDICUS</i> (MОНR, 1786) В СЕВЕРНЫХ МОРЯХ: ВНУТРИВИДОВОЕ РАЗНООБРАЗИЕ И ОТКЛИК НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ <u>Герасимова А.В., Филиппова Н.А., Саминская А.А., Максимович Н.В.</u>	102
ФАУНА РАКООБРАЗНЫХ (CRUSTACEA, PERACARIDA) ЖЕЛОБОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ И ПРИЛЕЖАЩЕЙ АКВАТОРИИ <u>Зимина О.Л.</u>	107
КАРТИРОВАНИЕ БЕЛОМОРСКИХ ЛУГОВ ЗОСТЕРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОПТЕРА (ГУБА ЧЕРНАЯ, КАНДАЛАКШСКИЙ ЗАЛИВ) <u>Любимов И.В., Колочкина Г.А., Симакова У.В.</u>	111
ВОССТАНОВЛЕНИЕ БЕНТОСНОГО СООБЩЕСТВА ПОСЛЕ КРАТКОВРЕМЕННОЙ АНОКСИИ (ЗАМОРА) В АРКТИЧЕСКОЙ КОВШОВОЙ ГУБЕ (БЕЛОЕ МОРЕ, КАНДАЛАКШСКИЙ ЗАЛИВ, О. ВЕЛИКИЙ) <u>Логвиненко А.Д., Антоновская К.А., Гришина Д.Ю., Дадыкин И.А., Киселев А.Д., Кроленко В.И., Лихачева Г.В., Уразаева А.О., Краснова Е.Д., Цетлин А.Б.</u>	115
ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ИЗМЕНЕНИЯ В БЕНТОСНЫХ СООБЩЕСТВАХ «КОЛЬСКОГО МЕРИДИАНА» <u>Манушин И.Е.</u>	119
ОСОБЕННОСТИ КОВШОВЫХ ВОДОЕМОВ НА ПРИМЕРЕ БЕЛОГО МОРЯ И ЕГО НЕКОТОРЫХ ГУБ <u>Наумов А.Д., Савченко О.Н.</u>	123
АНТРОПОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ДОННЫХ БИОГЕОЦЕНОЗОВ ГЕЛЕНДЖИКСКОЙ БУХТЫ ЧЕРНОГО МОРЯ <u>Колочкина Г.А., Часовников В.К., Семин В.Л., Басин А.Б., Загайнов А.В., Кондарь Д.В., Любимов И.В., Симакова У.В., Симаков М.И., Тимофеев В.А., Островский А.Г.</u>	130
МЕЗОЗООПЛАНКТОН ЖЕЛОБА СВЯТОЙ АННЫ (КАРСКОЕ МОРЕ): ВИДОВОЙ СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В АВГУСТЕ 2021 ГОДА <u>Осипова Д.Д., Липухин Э.В., Юрикова Д.А., Коновалова О.П., Кособокова К.Н., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	134
МАКРОЗООПЛАНКТОН ЖЕЛОБА СВЯТОЙ АННЫ (КАРСКОЕ МОРЕ): ВИДОВОЙ СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В АВГУСТЕ 2021 ГОДА <u>Липухин Э.В., Осипова Д.Д., Юрикова Д.А., Коновалова О.П., Кособокова К.Н., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.</u>	139
СООБЩЕСТВА КОРРОЗИОННО-АКТИВНЫХ МИКРООРГАНИЗМОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ (ФИНСКИЙ ЗАЛИВ) <u>Брюханов А.Л., Власов Д.Ю., Царовцева И.М.</u>	144
ВИДОВОЙ СОСТАВ МАКРОВОДОРОСЛЕЙ ВИСЛИНСКОГО ЗАЛИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ БАЛТИКА) <u>Зверева А.Ю., Володина А.А.</u>	148
МАКРОФИТОБЕНТОС МЕЛКОВОДНОЙ ЗОНЫ КАРКИНИТСКОГО ЗАЛИВА. <u>Панкеева Т.В., Миронова Н.В.</u>	152
ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГРИБОВ И МОРСКИХ ВОДОРОСЛЕЙ-МАКРОФИТОВ <u>Сморыго А.Е., Симакова У.В., Бубнова Е.Н.</u>	156
МНОГОЛЕТНИЕ ТЕНДЕНЦИИ ДИНАМИКИ ЧИСЛЕННОСТИ ИХТИОПЛАНКТОНА ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЕТРОВОЙ АКТИВНОСТИ В ПРИБРЕЖНЫХ ВОДАХ ЧЕРНОГО МОРЯ <u>Басова М.М., Крашенинникова С.Б.</u>	160
ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ЧИСЛЕННОСТИ И БИОМАССЫ СТУДЕНИСТОГО МАКРОЗООПЛАНКТОНА ЧЕРНОГО МОРЯ <u>Лушпова Н.Е.</u>	163
О СТРУКТУРЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКОМ КАЧЕСТВЕ МАКРОБЕНТОСА В КАРСКОМ И ЛАПТЕВЫХ МОРЯХ В НАЧАЛЕ 21-ГО ВЕКА (ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИЙ 2012-2014 ГГ.) <u>Лисицына К.Н., Филиппова Н.А., Никишина Д.В., Шунатова Н.Н., Кийко О.А., Герасимова А.В., Максимович Н.В.</u>	167
ФОРМИРОВАНИЕ СООБЩЕСТВ ПАРАЗИТОВ СЕВЕРОАТЛАНТИЧЕСКИХ ОКУНЕЙ РОДА <i>SEBASTES</i> (<i>SEBASTIDAE</i>) <u>Бакай Ю.И.</u>	171
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ БИОРАЗНООБРАЗИЯ ИХТИОФАУНЫ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ <u>Долгов А.В.</u>	175

Морская биология. Стендовые доклады

ИЗУЧЕНИЕ ОКРАСКИ ТЕЛА У ТРЕХИГЛОЙ КОЛЮШКИ (<i>GASTEROSTEUS ACULEATUS</i> L.) БЕЛОГО МОРЯ <u>Надточий Е.В.</u> , Демчук А.С., Генельт-Яновский Е.А., Иванова Т.С., Иванов М.В., Лайус Д.Л.	179
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРОЧНОСТИ ДОМИКОВ УСОНОГИХ РАКОВ <u>Попов А.Л.</u> , Козинцев В.М., Мокиевский В.О., Осипенко Н.М., Чава А.И., Челюбеев Д.А., Шифрин Е.И.	185
ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАУНЫ И СООБЩЕСТВА НЕМАТОД СЕЗОННЫХ МОРСКИХ ЛЬДОВ В ПРОЛИВЕ ВЕЛИКАЯ САЛМА <u>Тимченко А.И.</u> , Портнова Д.А.	189
ОСОБЕННОСТИ ПИТАНИЯ ГЛУБОКОВОДНОГО КИШЕЧНОДЫШАЩЕГО (HEMICHORDATA, ENTEROPNEUSTA, TORQUARATORIDAE) ИЗ БЕРИНГОВА МОРЯ <u>Трухан М.А.</u> , Лукиных А.И., Ежова О.В., Крылова Е.М., Галкин С.В., Гебрук А.В., Малахов В.В.	195
ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ДОННЫХ СООБЩЕСТВАХ ЗАЛИВА АБРОСИМОВА (НОВАЯ ЗЕМЛЯ, КАРСКОЕ МОРЕ) <u>Удалов А.А.</u> , Чикина М.В., Басин А.Б.	200
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ БАКТЕРИОХЛОРОФИЛЛА <i>d</i> И ФЛУОРЕСЦЕНТНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ЗЕЛЁНЫХ СЕРНЫХ БАКТЕРИЙ ПО ГЛУБИНЕ В ОЗЕРЕ ТРЁХЦВЕТНОМ В МАРТЕ 2021 ГОДА <u>Филиппова О.А.</u> , Жильцова А.А., Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Пацаева С.В.	204
СООБЩЕСТВА УГЛЕВОДОРОДОКИСЛЯЮЩИХ ГРИБОВ ЛИТОРАЛИ БЕЛОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ <u>Фадеев А.Ю.</u> , Георгиева М.Л., Козловский В.В., Симакова У.В., Шестаков А.И., Бубнова Е.Н.	209
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ХЛОРОФИЛЛА «А» В ДОННЫХ ОСАДКАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ Симакова У.В., Мошаров С.А., <u>Колочкина Г.А.</u>	213
ИНВАЗИВНЫЙ ДВУСТВОРЧАТЫЙ МОЛЛЮСК <i>Arcuatula senhousia</i> В КЕРЧЕНСКОМ ПРОЛИВЕ: НОВЫЙ ЭТАП ИНВАЗИИ. Симакова У.В., Ковалева М.А., Семин В.Л., Тимофеев В.А., Копий В.Г., <u>Колочкина Г.А.</u>	218
КОЛИЧЕСТВЕННАЯ И КАЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА МАКРОБЕНТОСА ОБСКОЙ ГУБЫ В 2019 И 2021 ГГ. <u>Лепихина П.П.</u> , Кузнецов П.А., Лихачева Г.В., Белов Д.А., Коновалова О.П., Степанова Н.Б.	224
КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАКРОЗООБЕНТОСА ЖЕЛОБА СВЯТОЙ АННЫ (КАРСКОЕ МОРЕ) <u>Лихачева Г.В.</u> , Лепихина П.П., Кузнецов П.А., Белов Д.А., Коновалова О.П., Степанова Н.Б.	228
ВЛИЯНИЕ РЕЧНОГО СТОКА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗООПЛАНКТОНА В ЭСТУАРИЯХ ОБИ, ЕНИСЕЯ И ПЯСИНЫ В АВГУСТЕ 2021 <u>Белов Д.А.</u> , Юрикова Д.А., Осипова Д.Д., Липухин Э. В., Коновалова О.П., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.	232
СООБЩЕСТВА МАКРОФИТОВ ПРИЛИВНО-ОТЛИВНОЙ ЗОНЫ У БЕРЕГОВ ОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА (БЕЛОЕ МОРЕ) <u>Мосеев Д.С.</u> , Березина М.О., Махнович Н.М.	236
ПРЕИМУЩЕСТВА И НЕДОСТАТКИ МЕТОДА ЭКСТРАКЦИИ ПИГМЕНТОВ ВОДНЫХ ФОТОТРОФОВ АЦЕТОН-ЭТАНОЛЬНОЙ СМЕСЬЮ В СРАВНЕНИИ С ЭКСТРАКЦИЕЙ АЦЕТОНОМ <u>Аминов Н.С.</u> , Анисина А.А., Коношенкова А.О., Майборода А.Д., Лабунская Е.А., Воронов Д.А., Краснова Е.Д.	241
<i>Polykrikos kofoidii</i> Chatton (<i>Dinophyceae, Gymnodiniales</i>) В ФИТОПЛАНКТОНЕ БЕЛОГО МОРЯ <u>Георгиев А.А.</u> , Георгиева М.Л., Гололобова М.А.	245
НОВЫЕ ДАННЫЕ О БИОЛОГИЧЕСКОМ РАЗНООБРАЗИИ ГОЛОЖАБЕРНЫХ МОЛЛЮСКОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА <u>Екимова И.А.</u> , Михлина А.Л., Становова М.В., Антохина Т.И., Щепетов Д.М.	248
ИДЕНТИФИКАЦИЯ ФОТОСИНТЕТИЧЕСКИХ ПИГМЕНТОВ ПУРПУРНЫХ СЕРНЫХ БАКТЕРИЙ В МЕРОМИКТИЧЕСКИХ ВОДОЕМАХ ОКРЕСТНОСТЕЙ БС МГУ ИМ. Н. П. ПЕРЦОВА <u>Котик А. А.</u> , Макеева А. А., Потапенко А. И., Лабунская Е. А., Воронов Д. А., Краснова Е. Д.	251
НОВЫЕ ДАННЫЕ О МОРФОЛОГИИ РИНОФОРОВ <i>Nudibranchia</i> НА ПРИМЕРЕ <i>Onchidoris muricata</i> (<i>Doridina</i>) <u>Лисова Е.Д.</u> , Ворцепнева Е.В.	256
ОСОБЕННОСТИ ПИТАНИЯ ЕВРОПЕЙСКОГО КЕРЧАКА (<i>Muhocephalus scorpius</i>) В ЛЕТНИЙ И ЗИМНИЙ ПЕРИОДЫ В РАЙОНЕ КЕРЧСКОГО АРХИПЕЛАГА БЕЛОГО МОРЯ <u>Мелентьев Д.А.</u> , Демчук А.С., Иванова Т.С., Иванов М.В., Зеленская А.Е., Лайус Д.Л.	260
<i>Palaeomon macrodactylus</i> - ЧУЖЕРОДНЫЙ ВИД В АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ <u>Чистяков А.С.</u> , Тимофеев В.А., Чертопруд Е.С., Залота А.К., Симакова У.В., Спиридонов В.А.	264
ОЦЕНКА ЗАРАЖЕННОСТИ МИДИЙ ГУБЫ ЧЕРНОЙ БЕЛОГО МОРЯ ОДНОКЛЕТОЧНОЙ ЗЕЛЕННОЙ ВОДОРΟΣЛЮ <u>Колочкина Г.А.</u> , Любимов И.В., Симакова У.В.	268
ОСНОВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ЗИМНЕГО РАЦИОНА КАЛАНА (<i>Enhydra lutris lutris</i>) НА О. БЕРИНГА <u>Артемьева В.А.</u> , Горин С.А.	273
АНАЛИЗ ПИГМЕНТНОГО СОСТАВА ФИТОПЛАНКТОНА СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ВОДОЕМОВ ОКРЕСТНОСТЕЙ БС МГУ ИМ. Н. А. ПЕРЦОВА <u>Коношенкова А.О.</u> , Аминов Н.С., Анисина А.А., Майборода А.Д., Лабунская Е.А., Воронов Д.А., Краснова Е.Д.	276

НЕКОТОРЫЕ ДЕТАЛИ СТРОЕНИЯ ГОНОДУКТА САМОК НАMINGIA ARCTICA (BONELLIDAE), ВЫЯВЛЕННЫЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОМПЬЮТЕРНОЙ МИКРОТОМОГРАФИИ <u>Кузнецов П.А.</u> , Белов Д.А., Лихачёва Г.В., Лепихина П.П., Коновалова О.П., Степанова Н.Б.	281
ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВИДОВОГО СОСТАВА И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ КРАБОИДОВ (ANOMURA, DECAPODA) В ТИХООКЕАНСКОМ СЕКТОРЕ АНТАРКТИКИ В МАРТЕ 2019 Г. С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛОВУШЕЧНЫХ ПОРЯДКОВ <u>Кухарев Н.Н.</u>	284
ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ПОПУЛЯЦИЮ КОСАТОК ORCINUS ORCA СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА <u>Корнилова Р.В.</u>	289
СДВИГИ В ФЕНОЛОГИИ НЕРЕСТА МАССОВЫХ КОРОТКОЦИКЛИЧНЫХ ВИДОВ ЧЕРНОГО МОРЯ (SPRATTUS SPRATTUS И ENGRAULIS ENGRASICOLUS) НА ФОНЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ <u>Подрезова П.С.</u> , Климова Т.Н., Влодович И.В.	293
ХАРАКТЕРИСТИКА КАННИБАЛИЗМА БЕЛОМОРСКОЙ ТРЕХИГЛОЙ КОЛЮШКИ (GASTEROSTEUS ACULEATUS L.) В ПЕРИОД НЕРЕСТА НА ПРИМЕРЕ ГУБЫ СЕЛЬДЯНОЙ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ <u>Подлевских А.Л.</u> , Демчук А.С., Иванов М.В., Иванова Т.С., Лайус Д.Л.	297
АНТРОПОГЕННЫЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ КРИЗИСЫ МАЛАКОФАУНЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ <u>Янина Т.А.</u>	301
СНАЕТОГНАТНА: СТРОЕНИЕ, РАЗВИТИЕ, ПОЛОЖЕНИЕ В СИСТЕМЕ VILATERIA <u>Уразаева А.О.</u> , Темерева Е.Н.	304
ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, БИОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЧИСЛЕННОСТЬ САЙКИ (BOREOGADUS SAIDA) В ВОСТОЧНОМ СЕКТОРЕ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ <u>Мазникова О.А.</u> , Емелин П.О., Байталюк А.А., Ведищева Е.В., Трофимова А.О., Орлов А.М.	308
ЭФФЕКТИВНОСТЬ ТРАНСПОРТА ГИДРОПЛАЗМЫ У КОЛОНИАЛЬНОГО ГИДРОИДА DYNAMENA PUMILA <u>Дементьев В.С.</u> , Марфенин Н.Н.	313
РАЗЛОЖЕНИЕ ХИТИНА МИКРОБНЫМИ СООБЩЕСТВАМИ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ <u>Дукат А. М.</u> , Клягин С. Д., Кузнецова А. М., Данилова И. В.	317
ГИДРОЛИЗ АГАРА И АЛЬГИНАТА МАКРОВОДОРОСЛЕЙ МИКРОБНЫМИ СООБЩЕСТВАМИ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ Кремнёва М. К., Петрова Н. Ф., Петрякова А. Д., Чернышева П. А., Бубнов И. А.	321
ВЫДЕЛЕНИЕ КСИЛАНОЛИТИЧЕСКИХ МИКРООРГАНИЗМОВ БЕЛОГО МОРЯ Холдина А. М., Салова В. Д., Мельник А. Д., Заюлина К. С., Ельченинов А. Г., Кубланов И. В.	325

Том III (III) / Volume III (III)

Оглавление / Contents

Программа конференции / Conference Programme

Тезисы / Abstracts

Морская геология. Устные доклады

10 ЛЕТ СЕКЦИИ «МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ» НА MARESEDU: РЕТРОСПЕКТИВА Рыбалко А.Е., Ахманов Г.Г.	16
ОСОБЕННОСТИ СБРОСОБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ ТЪЁРНЕС (ПО ДАННЫМ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА) Боголюбский В.А., Дубинин Е.П.	21
СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ, СВЯЗАННЫЕ С СЕРИЕЙ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЧИЛИЙСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ В НАЧАЛЕ XXI В. Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Лобковский Л.И.	26
ОПЕРАТИВНОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ УЧАСТКА РАСПОЛОЖЕНИЯ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА ДАШЛЫ В АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ АКВАТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.	30
ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГЕРАКЛЕЙСКОГО ПЛАТО (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ): СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ Косевич Н.И., Крылов О.В., Лубнина Н.В., Брянцева Г.В., Владов М.Л., Модин И.Н., Паленов А.Ю., Скобелев А.Д.	34
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОЗАМБИКСКОГО ХРЕБТА (ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ) Толстова А.И., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.	38
ПОДНЯТИЯ АЙЛОС ОРКАДАС И МЕТЕОР: АНАЛИЗ СТРУКТУР ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А.	43
ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ СЕВЕРО-ИТУРУПСКОЙ ГРУППЫ (КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА) Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А.	46
КРИОЛИТОЗОНА ВНЕШНЕГО ШЕЛЬФА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ И ЕЕ СВЯЗЬ С ВУЛКАНОГЕННЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ Гаврилов А.В., Малахова В.В., Пижанкова Е.И., Попова А.А.	51
КРИОЛИТОЗОНА АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СУШИ КАК СВИДЕТЕЛЬ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ Шполянская Н.А.	55
НОВЫЙ ВАРИАНТ КАРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ В ПРЕДЕЛАХ ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РФ Рыбалко А.Е. 1,2,4, Щербakov В.А., Захаров М.С., Иванова В.В., Карташев А.Ю., Исаева О.И., Локтев, А.С., Беляев П.Ю., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е., Миронюк С.Г.	59
ЛИТОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА КАК ОТРАЖЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ЕГО РАЗВИТИЯ В ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Страховенко В.Д., Беляев П.Ю., Белкина Н.А., Токарев М.Ю., Савельева Л.А., Федоров Г.Б., Корост С.В., Барымова А.А.	63
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПИНГОПОДОБНЫХ ФОРМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ 38-ГО И 41-ГО РЕЙСОВ НИС «АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ») Кохан А. В., Денисова А.П., Мороз Е. А., Сухих Е.А., Зарайская Ю.А., Разумовский А.А.	68
РЕЗУЛЬТАТЫ СУДОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ МЕТАНА НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ АРКТИКОЙ ЛЕТОМ 2020 Г. Новигатский А.Н., Беликов И.Б., Белоусов В.А., Скороход А.И., Кловиткин А.А.	72
МОДЕЛИРОВАНИЕ МИС2, МИС3 И МИС4 ЛЕДОВЫХ ПОТОКОВ ЕВРАЗИЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА В СЕКТОРЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ: ВРЕМЕННЫЕ РАЗЛИЧИЯ МОДЕЛЕЙ НА ОСНОВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ Кашдан А.И., Шейнкман В.С., Парначев В.П.	76

РЕЗУЛЬТАТЫ ГАЗО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИЙ TTR-19 и TTR-20) <u>Видищева О.Н., Ахманов Г.Г., Соловьева М.А., Полудеткина Е.Н., Манько И.Э.</u>	80
КРИОГЕННЫЕ ГИДРАТЫ ПРИРОДНОГО ГАЗА НА ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИНАХ <u>Друщич В.А.</u>	84
ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ В ЗОНАХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ НЕКОТОРЫЕ ОЦЕНКИ СКОРОСТИ ИХ ЭВОЛЮЦИИ <u>Жостков Р.А., Собисевич А.Л., Суетнова Е.И.</u>	88
МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОНЫ СТАБИЛЬНОСТИ КРИОГЕННЫХ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ РОССИИ: ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ <u>Смирнов Ю.Ю., Щур А.А., Матвеева Т.В., Щур Н.А., Бочкарев А.В.</u>	91
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И ПАЛЕОУСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ VII АЛЧАКСКОЙ ТЕРРАСЫ ЧЕРНОГО МОРЯ (ФИНАЛЬНЫЙ ЭОПЛЕЙСТОЦЕН) <u>Чепалыга А.Л., Садчикова Т.А., Знаменская Л.В.</u>	96
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ХВАЛЫНСКОГО ПРОЛИВА В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ МАНЫЧСКОЙ ДЕПРЕССИИ <u>Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Янина Т.А.</u>	101
ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПОКРОВ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПЕЧОРСКОМ МОРЕ <u>Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Терехина Я.Е., Токарев М.Ю., Соловьева М.А., Хлебникова О.А., Гончарова А.М., Горбачев С.В., Мамедов Т.Э.</u>	105
ГЕНЕЗИС ЭМИССИИ ГАЗА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ <u>Кишанков А.В.</u>	111
СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДНА ПРОЛИВА ВЕЛИКАЯ САЛМА (КАНДАЛАКШСКИЙ ЗАЛИВ БЕЛОГО МОРЯ) <u>Рысакова М.А., Брянцева Г.В., Косевич Н.И.</u>	113
МЕЖДУНАРОДНЫЙ ПРОЕКТ СОЗДАНИЯ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА NIPPON FOUNDATION - GEVSCO SEABED 2030 <u>Зарайская Ю.А.</u>	117
ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА КАК ИНДИКАТОРЫ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКА (ПО МАТЕРИАЛАМ РЕЙСОВ TTR-19 и TTR-20) <u>Соловьева М.А., Монтелли А.И., Ахманов Г.Г.</u>	119
ПРИЗНАКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ НА ДАННЫХ 2D/3D СТАНДАРТНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ В УСЛОВИЯХ ПРЕДЕЛЬНОГО МЕЛКОВОДЬЯ ШЕЛЬФА ПЕЧОРСКОГО МОРЯ <u>Терехина Я.Е., Хлебникова О.А., Соловьева М.А., Токарев М.Ю., Гончарова А.М., Горбачев С.В., Гурвич Л.А., Мятчин О.М., Нурмухамедов Т.В.</u>	122
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОСТ-ГЛЯЦИАЛЬНОГО ОСАДОЧНОГО РАЗРЕЗА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ TTR-20) <u>Пятилова А.М., Ахманов Г.Г., Соловьева М.А., Сергеев А.А.</u>	127
УРОВНИ И ПРИРОДА УГЛЕВОДОРОДОВ В ВОДЕ И ОСАДКАХ РОССИЙСКОГО СЕКТОРА ЧЕРНОГО МОРЯ <u>Немировская И.А., Завьялов П.О., Храмова А.В.</u>	131
ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МОРЕННЫХ ГРЯД В СЕВЕРНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ ПО ДАННЫМ РЕЙСОВ TTR-19 и TTR-20 <u>Василевская Я.А., Соловьева М.А., Ахманов Г.Г., Монтелли А.И.</u>	135
НОВЫЕ ЗАДАЧИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ КЛАРИОН-КЛИППЕРТОН ТИХОГО ОКЕАНА <u>Захаров М. С., Ермакова Л. А., Кондратенко А. В.</u>	137
ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ ФЛОИДОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В РАЗРЕЗЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СУБАБИССАЛЬНОЙ РАВНИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ 2D <u>Миролюк С. Г., Росляков А. Г., Хлебникова О. А.</u>	143
Морская геология. Стендовые доклады	
ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИХ ДЕФОРМАЦИЙ НА ХРЕБТЕ КНИПОВИЧ <u>Агранов Г.Д., Соколов С.Ю.</u>	150
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ГАЛОГЕНИДОВ В ПОРОВЫХ ВОДАХ ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА МОРЯ <u>Неуважасва М.Д., Казак Е.С., Ахманов Г.Г.</u>	153

ИЗМЕНЕНИЕ НАПРАВЛЕННОСТИ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА НА ШЕЛЬФЕ МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ <u>Пижанкова Е.И., Гаврилов А.В.</u>	158
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОЛОНКИ AT19-22GC (ЖЁЛОБ ФРАНЦ-ВИКТОРИЯ, БАРЕНЦЕВО МОРЕ) <u>Попова А.А., Крылов А.А.</u>	163
ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СОПРЯЖЕННЫХ КРАЕВЫХ ПЛАТО МОРРИС ДЖЕСУП И ЕРМАК <u>Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</u>	167
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КАСПИЯ В РАННЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ <u>Янина Т.А., Свиточ А.А.</u>	170
ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЛЮМИНЕСЦЕНТНО-БИТУМИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОЛЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-20) <u>Кирсанова А.А., Видищева О.Н., Полудеткина Е.Н., Ахманов Г.Г., Томасенко С.В., Дралина Е.М., Богданов А.А.</u>	174
СОРБИРОВАННЫЕ И ПОРОВЫЕ ГАЗЫ В ОСАДКАХ БАРЕНЦЕВА МОЛЯ <u>Коренкова Е.С., Видищева О.Н., Ахманов Г.Г.</u>	179
ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БЕРЕГОВ ЗАЛИВА КАСАТКА (О. ИТУРУП, ЮЖНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) <u>Кузнецов М.А.</u>	182
СТРОЕНИЕ СЕЙШЕЛЬСКО-МАСКАРЕНСКОГО ПЛАТО И ПРИЛЕГАЮЩИХ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОТЛОВИН НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ <u>Коснырева М.В., Рыжова Д.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А.</u>	187
ДОННЫЕ НАКОПЛЕНИЯ В ТРОГЕ ЭРАТО ПОДНЯТИЕ ДЕМЕД <u>Уголькова Е.А., Томасенко С.В., Ахманов Г.Г., Соловьева М.А.</u>	190
ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ МАЛЫХ ОЗЕР ВОДОСБОРА ДВИНСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОЛЯ <u>Шевченко В.П., Стародымова Д.П., Алиев Р.А., Кокрятская Н.М., Чупаков А.В.</u>	192
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПРИДОННОЙ ФЛЮИДОРАЗГРУЗКИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОЛЯ <u>Богданов А.А., Соловьева М.А., Томасенко С.В., Дралина Е.М., Кирсанова А.А., Ахманов Г.Г.</u>	196
ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГАЗО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОЛЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-20) <u>Дралина Е.М., Ахманов Г.Г., Видищева О.Н., Соловьева М.А., Манько И.Э., Кирсанова А.А., Богданов А.А.</u>	200
ТРОГ ЭРАТО ПОДНЯТИЯ ДЕМЕД БАРЕНЦЕВА МОЛЯ: СВИДЕТЕЛЬСТВА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ (ПО МАТЕРИАЛАМ TTR-20) <u>Королева А.О., Пятилова А.М., Соловьева М.А., Сергеев А.А., Ахманов Г.Г.</u>	203
ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЬДА <u>Фролов Д.М., Ржаницын Г.А., Кошурников А.В., Гагарин В.Е.</u>	207
МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАБОТ В ШТОРМОВУЮ ПОГОДУ И ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ: ПО МАТЕРИАЛАМ РЕЙСА TTR-20 В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОЛЯ <u>Хритова Ю.А., Соловьева М.А., Ахманов Г.Г.</u>	212
РЕКОНСТРУКЦИЯ ДРЕВЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ГОЛОЦЕНА НА О. АНЗЕР В БЕЛОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ <u>Левкова Д.Н., Сапелко Т.В., Леонтьев П.А., Субетто Д.А.</u>	216
МЕТОД РАСЧЁТА ВЛАЖНОСТИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ ПОРТАТИВНОГО РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗАТОРА OLYMPUS VANTA-C. <u>Ласкина Д.Н., Дорохова Е.В.</u>	220
МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ НА МОРСКОМ ПЛЯЖЕ КУРШСКОЙ КОСЫ (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ) <u>Дорохова Е.В., Садовская М.И., Гмыря Е.И.</u>	225
ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ПРОСЛОЕВ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН- ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОЛЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕЙСА TTR-20) <u>Томасенко С.В., Косоруков В.Л., Ахманов Г.Г., Соловьева М.А.</u>	229
БИОМАРКЕРНЫЙ АНАЛИЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОЛЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-19) <u>Сигачева Л.Ю., Валиева Э.И., Видищева О.Н., Полудеткина Е.Н., Ахманов Г.Г.</u>	231
ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ГЛОБАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ЗАДАЧАХ ПЛОТНОСТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА <u>Михайлов П.С., Грасс С.И., Коснырева М.В., Конешов В.Н., Железняк Л.К.</u>	234
ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ СТАБИЛЬНОСТИ ГАЗОВЫХ ГИДРАТОВ ПРИ ЭРРОЗИИ МОРСКОГО ДНА В СЕВЕРНЫХ ШИРОТАХ МИРОВОГО ОКЕАНА <u>Суетнова Е.И.</u>	238

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НА СУПЕР ЭВМ МОРСКИХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ С ДОННЫМИ СТАНЦИЯМИ И МОБИЛЬНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ С ДВИЖУЩИМСЯ ПРИЁМНИКОМ Барашков И.С.	241
ОБ ОБНАРУЖЕНИИ БАЗАЛЬТОВЫХ ВУЛКАНОВ И ЗОН ВОДОРОДНОЙ ДЕГАЗАЦИИ В МОРСКИХ АКВАТОРИЯХ Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.	244
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА РАСПОЛОЖЕНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГАЗА В ТУРЕЦКОМ СЕКТОРЕ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧАСТОТНО-РЕЗОНАНСНОЙ ОБРАБОТКИ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.	248
АПРОБАЦИЯ ТЕХНОЛОГИИ ОЦЕНКИ ПОЛОЖЕНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЮСА В ЮЖНОМ ОКЕАНЕ Тертышников А.В.	252

Морская геофизика. Устные доклады

ПРИМЕРЫ ОБРАБОТКИ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ДАННЫХ С БУКСИРУЕМЫМ ОБОРУДОВАНИЕМ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЙ НА ШЕЛЬФЕ Токарев А.М., Понимаскин А.И., Хачатрян А.М.	256
ОБРАБОТКА ВИДЕОНАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ПОДВОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ Макаров А.В., Фрих-Хар А.Ю.	260
АНАЛИЗ СОВОКУПНОСТИ ТЕХНОЛОГИЙ МОНИТОРИНГА ПОКАЗАТЕЛЕЙ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ, С ПРИМЕНЕНИЕМ АВТОМАТИЗИРОВАННЫХ РОБОТТЕХНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ Гладышев М.Д., Тамков П.И.	265
СОВРЕМЕННЫЕ ТРЕБОВАНИЯ, ПРЕДЪЯВЛЯЕМЫЕ К ТЕЛЕУПРАВЛЯЕМЫМ НЕОБИТАЕМЫМ ПОДВОДНЫМ АППАРАТАМ (ТНПА) ДЛЯ ВЫПОЛНЕНИЯ ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЙ, ИНСПЕКЦИОННЫХ РАБОТ И НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ Шматков А.А., Шматков А.Г.	272
ОЦЕНКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ НА ШЕЛЬФЕ ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ В ТРЕХ ЧАСТОТНЫХ ДИАПАЗОНАХ Замотина З.С., Росляков А.Г., Пирогова А.С., Шилова М.А., Чегодаева А. Е., Токарев М.Ю., Рыбин Н.А.	275
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНАЯ ИНВЕРСИЯ МУЛЬТИЧАСТОТНЫХ ДАННЫХ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ДЛЯ ОЦЕНКИ АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МОРСКИХ ГРУНТОВ Щуплов П.А., Пирогова А.С., Токарев М.Ю.	280
ИДЕНТИФИКАЦИЯ ЗОН ПОВЫШЕННЫХ РИСКОВ ПРИ БУРЕНИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПСЕВДОДВУМЕРНЫХ ГЕОМЕХАНИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ Пирогова А.С., Дубиня Н.В., Токарев М.Ю., Щуплов П.А., Деляя С.В.	284
СОВМЕЩЁННОЕ ПОРОУПРУГОПЛАСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ВЕРХНИХ СЛОЕВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ БУРЕНИИ ИНЖЕНЕРНЫХ СКВАЖИН: ВОЗМОЖНОСТИ И ПРОБЛЕМЫ Вершинин А.В., Дубиня Н.В.	288
ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ УСТОЙЧИВОСТИ САМОПОДЪЕМНОЙ БУРОВОЙ УСТАНОВКИ Васильев И.А., Дубиня Н.В., Начев В.А., Алексеев Д.А., Тихоцкий С.А.	293

Рациональное природопользование. Устные доклады

Уязвимость объектов береговой инфраструктуры, прилегающей к акватории северного морского пути, к природным опасностям Бадина С.В.	298
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАВАЮЩЕГО МОРСКОГО МУСОРА В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ РОССИИ В ОКТЯБРЕ 2020 Г. В СВЯЗИ С ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ Погожева М.П., Березина А.В., Жданов И.А., Осадчиев А.А., Ханке Г., Якушев Е.В.	303
О ВЛИЯНИИ РЫБОЛОВСТВА НА МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ Клепиковский Р.Н.	307
ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ФОРЕЛЕВЫХ ХОЗЯЙСТВ НА ПРИБРЕЖНЫЕ АКВАТОРИИ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА Лапенков А.Е., Гузева А.В., Зарипова К.М.	311
ВЛИЯНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СОДЕРЖАНИЕ ХЛОРОФИЛЛА-А В РАЙОНАХ КАРСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД ТАЯНИЯ ЛЬДА Геттих Н.П., Евенкова Т.Д., Костылева А.В., Казакова У.А., Осадчиев А.А., Степанова Н.Б.	314
ПРАВОВАЯ ОХРАНА МОРСКОЙ СРЕДЫ ОТ ЗАГРЯЗНЕНИЯ В МЕСТАХ ОБИТАНИЯ МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ Пономарев М.В.	318

АНАЛИЗ СОЦИО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА Семеошенкова В.С.	324
ПОТОКИ РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА ИЗ АТМОСФЕРЫ В СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ ВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНОВ БЕЛОГО И КАРСКОГО МОРЕЙ Шевченко В.П., Стародымова Д.П., Булохов А.В., Воробьев С.Н., Котова Е.И., Крицков И.В., Лим А.Г., Лохов А.С., Новигатский А.Н., Яковлев А.Е., Покровский О.С.	328
ЭКОСИСТЕМЫ МАКРОФИТНЫХ ЗАРОСЛЕЙ НЕВСКОЙ ГУБЫ В УСЛОВИЯХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ РАБОТ Жигульский В.А., Шуйский В.Ф., Чебыкина Е.Ю., Фёдоров В.А., Паничев В.В., Успенский А.А.	332
МЕЖДУНАРОДНАЯ СЪЕМКА МИКРОПЛАСТИКА В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ В 2021 ГОДУ: ПЕРВЫЙ ОПЫТ КРУПНОМАСШТАБНОЙ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ Педченко А.П., Анциферов М.Ю., Губанищев М.А., Двинин М.Ю.	336
РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА СОСТОЯНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШЕЛЬФОВОЙ ЧАСТИ ХАРАСАВЭЙСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КАРСКОЕ МОРЕ) В 2018–2020 ГГ. Скавинская Н.Ю., Барымова А.А.	341
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ БЕРЕГОВ ЗАПАДНЫХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ К РАЗЛИВАМ НЕФТИ Ермолов А.А., Илюшин Д.Г., Кизяков А.И., Михайлюкова П.Г., Исаченко А.И.	346
ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ АРКТИЧЕСКИХ БЕРЕГОВ НА УЧАСТКАХ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ Ермолов А.А., Белова Н.Г., Новикова А.В.	349

Подводное культурное наследие. Устные доклады

ЗАТОПЛЕННЫЕ АНТИЧНЫЕ ПОСЕЛЕНИЯ НА КЕРЧЕНСКОМ И ТАМАНСКОМ ПОЛУОСТРОВАХ – ПРОБЛЕМА ФАНАГОРИЙСКОЙ РЕГРЕССИИ Дикарёв В.А., Масленников А.А.	353
ОСНОВНЫЕ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МОРСКОГО КУЛЬТУРНОГО НАСЛЕДИЯ Мозговой С.А.	358
К ВОПРОСУ О МЕЖДУНАРОДНО-ПРАВОВОМ РЕГУЛИРОВАНИИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ПЕРЕДАЧИ ТЕХНОЛОГИЙ В ОБЛАСТИ УПРАВЛЕНИЯ ПОДВОДНЫМ КУЛЬТУРНЫМ НАСЛЕДИЕМ Анисимов И.О.	363
КУРС ПРОФЕССИОНАЛЬНОЙ ПЕРЕПОДГОТОВКИ «УПРАВЛЕНИЕ МОРСКИМ И ПОДВОДНЫМ КУЛЬТУРНЫМ НАСЛЕДИЕМ»: ЦЕЛИ, ЗАДАЧИ, СТРУКТУРА Фазлуллин С.М.	370
ПОДВОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ ИСТОРИКО-КУЛЬТУРНОГО НАСЛЕДИЯ ПЕРМСКОГО КРАЯ: ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ И СОХРАНЕНИЯ Головчанский Г.П., Константинов А.А.	375
ИЗУЧЕНИЕ ЗАТОПЛЕННЫХ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ В СЕВЕРНОЙ АМЕРИКЕ: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ Борисова Г.А.	380
ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОГРАММ ПО МОРСКОЙ АРХЕОЛОГИИ В ЕВРОПЕЙСКИХ УНИВЕРСИТЕТАХ СЕТИ UNITWIN Николаев И.Р.	387
ЛЕДОВОЕ ПОБОИЩЕ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ 2021 Г. Степанов А.В.	391
ДЕРБЕНТ В СИСТЕМЕ ЭКОНОМИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА И ВОЛЖСКО-КАСПИЙСКОГО ПУТИ В СРЕДНЕВЕКОВЬЕ Гусев С.В., Фазлуллин С.М.	396
НОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИБРЕЖНОЙ ПОПЕРЕЧНОЙ СТЕНЫ ДЕРБЕНТА СЕРЕДИНЫ VI ВЕКА Гаджиев М.С., Гаджиев Б.Х.	397
КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРЕЙСЕРА «ЧЕРВОНА УКРАИНА» В 2021 Г. Вахонеев В.В.	402
«ОКСКАЯ БАРКА» — УНИКАЛЬНЫЙ ОБРАЗЕЦ РЕЧНОГО СУДОСТРОЕНИЯ В ВЕРХНЕМ ТЕЧЕНИИ ОКИ Золотарёв О.А.	407
ПРОБЛЕМЫ РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНИ СОХРАННОСТИ ПРЕДМЕТОВ ИЗ СТЕКЛА, СПОСОБЫ РЕКОНСТРУКЦИИ И МЕТОДЫ РЕСТАВРАЦИИ Шаркова Е.Н.	410
ОПЫТ ВТОРИЧНОЙ КОНСЕРВАЦИИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРЕДМЕТОВ С МЕСТА МОРСКОГО СРАЖЕНИЯ 18 ВЕКА НА ПРИМЕРЕ КОЛЛЕКЦИИ МУЗЕЯ-ЗАПОВЕДНИКА «ВЫБОРГСКИЙ ЗАМОК» Смирнов А.С., Фазлуллин С.М., Крипак С.В.	414

МУЗЕЙНАЯ ЭКСПОЗИЦИЯ «КОРСАРЫ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ» <u>Ткаченко Ю.Г.</u> , Хохлов С.А., Лыков А.Г., Бардашов М.Н., Садеков Р.Н., Горлов И.О.	420
К ВОПРОСУ О МУЗЕИФИКАЦИИ КОРАБЛЕЙ (СУДОВ) <u>Мозговой С.А.</u>	423

Подводное культурное наследие. Стеновые доклады

ПОДВОДНО-АРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПАРК БАЙЯ КАК НОВАЯ ФОРМА УЧРЕЖДЕНИЯ МУЗЕЙНОГО ТИПА Фазлуллин С.М., <u>Тарасова К.А.</u>	429
СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ КОНСЕРВАЦИИ ВЛАЖНОЙ АРХЕОЛОГИЧЕСКОЙ ДРЕВЕСИНЫ Фазлуллин С.М., Сушкова А.О.	433
ОБЪЕКТЫ ПОДВОДНОГО КУЛЬТУРНОГО НАСЛЕДИЯ В ТУРИЗМЕ НА ОСТРОВЕ КИПР Атеш М.А.	437

Научно-популярные фильмы.

СЕКЦИЯ НАУЧНО-ПОПУЛЯРНЫХ ФИЛЬМОВ НА КОНФЕРЕНЦИИ MARESEDU Новигадский А.Н.	442
---	-----