ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
«МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН»

СОВЕТ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ ФГБУН МГИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
«ЧЕРНОМОРСКИЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН РАН»

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРЕЙ РОССИИ: ОПЕРАТИВНАЯ ОКЕАНОГРАФИЯ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

сборник материалов молодежной научной конференции



ISBN 978-5-9908460-0-5

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
«МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН»

СОВЕТ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ ФГБУН МГИ

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРЕЙ РОССИИ: ОПЕРАТИВНАЯ ОКЕАНОГРАФИЯ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

материалы молодежной научной конференции



УДК 551.46
ББК 26.221
К 63

К 63 **Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования.** Материалы молодежной научной конференции**,** г. Севастополь, 25-29 апреля 2016 г. [Электронный ресурс]. – Севастополь: ФГБУН МГИ. – Режим доступа: http://mhi-ras.ru/news/news_201605201055.html, свободный.
ISBN 978-5-9908460-0-5

В сборнике представлены материалы молодежной научной конференции, посвященной обсуждению основных достижений и научных проблем при исследовании морей России. В рамках секций конференции рассматривается ряд актуальных научных направлений современной океанологии: динамические процессы в морях на различных пространственных и временных масштабах; биологические и химические процессы в океане, влияние физических процессов на морскую экосистему и описание динамики таких систем, в том числе на основе экспедиционных и спутниковых данных; взаимодействие океана и атмосферы, влияние океана на климат Земли; разработка, использование и развитие новых океанографических приборов, в том числе автономных буев и заякоренных станций.

УДК 551.46
ББК 26.221

Молодежная научная конференция «Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования» проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-35-10087) и Федерального агентства научных организаций.

Редколлегия: канд. физ.-мат. наук Станичный С.В.,
канд. физ.-мат. наук Багаев А.В.,
канд. геогр. наук Гармашов А.В.,
канд. физ.-мат. наук Кубряков А.А.,
канд. техн. наук Лунев Е.Г.,
канд. физ.-мат. наук Мизюк А.И.

Материалы опубликованы с сохранением авторской редакции

ISBN 978-5-9908460-0-5

© Коллектив авторов, 2016
© ФГБУН МГИ, 2016

Программный комитет

председатель **Коновалов Сергей Карпович**,
вр.и.о. директора ФГБУН МГИ, д-р геогр. наук

Члены программного комитета:

Грязин Дмитрий Геннадиевич, д-р техн. наук
Совга Елена Евгеньевна, д-р геогр. наук
Шокуров Михаил Викторович, д-р физ.-мат. наук
Станичный Сергей Владимирович, канд. физ.-мат. наук
Багаев Андрей Владимирович, канд. физ.-мат. наук
Гармашов Антон Викторович, канд. геогр. наук
Кубряков Арсений Александрович, канд. физ.-мат. наук
Лунев Евгений Геннадиевич, канд. техн. наук

Организационный комитет

председатель **Мизюк Артём Игоревич**, председатель Совета молодых ученых ФГБУН МГИ, канд. физ.-мат. наук
секретарь **Кубрякова Елена Адиловна**, ученый секретарь Совета молодых ученых ФГБУН МГИ

Члены организационного комитета:

Краевская Наталья Юрьевна
Лишаев Павел Николаевич
Медведев Евгений Витальевич
Скиба Екатерина Васильевна
Цыганова Марина Владимировна
Щурова Екатерина Сергеевна

СОВЕТ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ
Федерального государственного бюджетного учреждения науки
«Морской гидрофизический институт РАН»

ул. Капитанская, 2, г. Севастополь, 299011, Российская Федерация
E-mail: sysmhi@mail.ru
http://vk.com/conf_mhi

СОДЕРЖАНИЕ

П.И. Бухарицин
ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВЫХ ПРОЦЕССОВ В МЕЛКОВОДНОЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ 13

А.Г. Зацепин
ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДИНАМИКИ ВОД УЗКОГО ЧЕРНОМОРСКОГО ШЕЛЬФА ПОД ВЛИЯНИЕМ ВНЕШНИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ 21

И.А. Немировская, Е.В. Островская
НЕФТЯНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ МОРЕЙ РОССИИ 27

СЕКЦИЯ 1
ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ВОДНОЙ СРЕДЕ

А.А. Алескерова, А.А. Кубряков, С.В. Станичный
РАСПРОСТРАНЕНИЕ АЗОВСКИХ ВОД ПО АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ 34

О.А. Атаджанова, А.В. Зимин, Д.А. Романенков, И.Е. Козлов
ИССЛЕДОВАНИЕ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ БЕЛОГО, БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ 40

А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко
ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДЛИННЫХ ВОЛН В БУХТАХ И ЗАЛИВАХ 45

О.М. Владимирова
РОЛЬ БАРОКЛИННЫХ ТЕЧЕНИЙ В РАСПРОСТРАНЕНИИ ПРИДОННЫХ СЕВЕРОМОРСКИХ ВОД В АРКОНСКОМ БАССЕЙНЕ 50

Н. Х. Динь
МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННЫХ СОЛЕНЫХ ВОД В БОРНХОЛЬМСКОМ БАССЕЙНЕ 54

С.Г. Демышев, Н.А. Евстигнеева
АНАЛИЗ ПОЛЕЙ ТЕЧЕНИЙ И ТЕРМОХАЛИННЫХ ПОЛЕЙ В РАЙОНЕ ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА В ОСЕННИЙ ПЕРИОД НА ОСНОВЕ РАСЧЕТА С ВЫСОКИМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ 59

Д.Н. Елкин, А.Г. Зацепин
ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ НА ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ 65

А.А. Иванова, В.С. Архипкин
СТЕРИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ БАРЕНЦЕВА МОРЯ ЗА ПЕРИОД 1901-2010 ГГ. 71

М.Н. Кауркин, Р.А. Ибраев
РАЗРАБОТКА ТЕХНОЛОГИИ УСВОЕНИЯ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ОСНОВЕ АНСАМБЛЕВЫХ ФИЛЬТРОВ КАЛМАНА В МОДЕЛЬ ОКЕАНА СВЕРХВЫСОКОГО ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ 76

А.Д. Клюева, А.А. Кубряков, Е.В. Львова, С.В. Станичный
ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИКТЕЧЕНИЙ В ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ ...……..82

А.А. Кубряков, С.В. Станичный, В.Н. Белокопытов, А.Г. Зацепин
ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГЛУБИНЫ ВЕРХНЕГО КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ 87

А.А. Кубряков, А.В. Багаев, С.В. Станичный
ДИНАМИЧЕСКАЯ И ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА ВИХРЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ ...93

Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев
МЕХАНИЗМ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ВОДО- И СОЛЕОБМЕНА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА ЧЕРНОГО МОРЯ И ЕГО ЦЕНТРАЛЬНОГО РАЙОНА 98

Е.Е. Лемешко, А.А. Полозок, Е.М. Лемешко
АНАЛИЗ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ АЗОВСКОГО МОРЯ МЕТОДОМ САМООРГАНИЗУЮЩИХСЯ КАРТ ПО ДАННЫМ АЛЬТИМЕТРИИ 100

П.Н. Лишаев, В.В. Кныш, Г.К.Коротаев
ПРОЦЕДУРА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ РЕДКИХ КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И АЛЬТИМЕТРИИ……106

А.Н. Лукьянова, А.В. Багаев, Т.В. Пластун, Н.В.Маркова, В.Б.Залесный, В.А. Иванов
ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И НАТУРНЫМ ДАННЫМ: Ч. II. ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ ИВМ РАН И СРАВНЕНИЕ С ДАННЫМИ БД МГИ РАН 111

Т.М. Максимовская, О.В. Хаймина
СУБМАРИННАЯ РАЗГРУЗКА КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНОЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ МОРСКИХ ВОД 117

Н.В. Маркова, О.А. Дымова, С.Г. Демышев
ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И НАТУРНЫМ ДАННЫМ: Ч. I. ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ МГИ....122

И.П. Медведев, Е.А. Куликов, А.Б. Рабинович
СПЕКТР КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ РФ: БАЛТИЙСКОГО, ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО....128

И.П. Медведев, Е.А. Куликов, А.Б. Рабинович
МЕЗОМАСШТАБНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ....133

А.В. Медведева
ВЛИЯНИЕ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АТМОСФЕРЕ НА ВИХРЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ....140
А.И. Мизюк, М.В. Сендеров, Г.К. Коротаев
ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ С ВЫСОКИМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ....144
В.О. Муравья
ИССЛЕДОВАНИЕ ВИХРЕВОЙ АКТИВНОСТИ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ....150
С.С. Мухаметов
ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ И ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД В РОССИЙСКИХ БУХТАХ ЧЕРНОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН....154
Т.А. Пикуль
МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННЫХ СОЛЕНЫХ ВОД В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ....160
Е.В. Плотников
СРАВНЕНИЕ АЛГОРИТМОВ РАСЧЕТА ПОЛЕЙ СКОРОСТИПОВЕРХНОСТНЫХ МОРСКИХ ТЕЧЕНИЙ ПО СЕРИЯМ СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДА ВАРИАЦИОННОЙ АССИМИЛЯЦИИ ДАННЫХ И МЕТОДА МАКСИМАЛЬНОЙ КРОСС-КОРРЕЛЯЦИИ....165
Н.А. Подрезова
МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННЫХ ВОД ПОВЫШЕННОЙ СОЛЕНОСТИ, НА ПРИМЕРЕ БЕЛОГО МОРЯ....167
О.И. Подымов
ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТА ВЕРТИКАЛЬНОГО ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ЗОНДА-ПРОФИЛОГРАФА “АКВАЛОГ”В 2013-2014 ГГ.....177
О.С. Пузина, А.И. Мизюк
СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ХОЛОДНОГО ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ ЧЁРНОГО МОРЯ В 1993 – 2012 ГГ. ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕТРОСПЕКТИВНОГО АНАЛИЗА....183
М.В. Сендеров, А.И. Мизюк, Г.К. Коротаев
ФОРМИРОВАНИЕ ХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ЧЕРНОГО МОРЯ В ЗАДАЧЕ «СОТВОРЕНИЯ МИРА»....189
К.П. Сильвестрова, А.Г. Зацепин
ИССЛЕДОВАНИЕ АПВЕЛЛИНГОВ И ДАУНВЕЛЛИНГОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ В РАЙОНЕ Г. ГЕЛЕНДЖИК....195

Е.В. Софьина
ПРИЛИВНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ КЛИМАТОВ МОРСКИХ СИСТЕМ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПОЛУСУТОЧНОМУ ПРИЛИВУ M_2 В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ ..199
Н.Б. Степанова
О СЕЗОННОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ....204
А.В. Тимошина, В.Ю. Чанцев
РАЗРАБОТКА МОДЕЛИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВЛИЯНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ ДОННЫХ КОНСТРУКЦИЙ НА ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОД.....209
К.В. Ушаков, Т.Б. Гранкина, Р.А. Ибраев
ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД АРКТИКИ И СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ МОДЕЛЬЮ ИВМ-ИО ПО ПРОТОКОЛУ CORE-II 213
М.В. Цыганова, Е.М. Лемешко, Ю.Н. Рябцев
ПРОЦЕСС ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОФРОНТА, ОБУСЛОВЛЕННЫЙ СТОКОМ РЕК, В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ 219
М.К. Чебанова
ПРИЛИВНЫЕ ВОЛНЫ В ЭСТУАРИИ 225
Р.И. Май, В.Д. Шармар
ИССЛЕДОВАНИЕ ДРЕЙФА ЛЬДА ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ И ПРИКЛАДНОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ ВЕРИФИКАЦИИ МОДЕЛЕЙ 230

СЕКЦИЯ 2

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ В СИТСЕМЕ ОКЕАН-АТМОСФЕРА

Г.А. Байдаков, Н.А. Богатов, А.М. Кузнецова, В.В. Папко, Д.А. Сергеев, А.А. Кандауров, М.И. Вдовин, Ю.И. Троицкая
НАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЕТРА И ВОЛН ПРИ МАЛЫХ ЗНАЧЕНИЯХ РАЗГОНА ВОЛН 233
К.Ю. Булгаков, Д.В. Чаликов
ИСПЫТАНИЕ МЕТОДА ОБЪЕДИЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИ ПРОГНОЗА ВЕТРОВЫХ ВОЛН 239
М.И. Вдовин, Д.А. Сергеев, А.А. Кандауров, Ю.И. Троицкая
МЕТОДЫ ВИЗУАЛИЗАЦИИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ВЕТРО-ВОЛНОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ.....243
А.В. Багаев, Л.В. Вержевская, Я.И. Егупова
ОТКЛОНЕНИЯ В ТЕМПЕРАТУРНОМ СПЕКТРЕ В ЗОНЕ ПЛЮМА В РАЙОНЕ ПГТ. КАЦИВЕЛИ 249
Р.В. Волгутов
ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО И ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ 253

А.В. Гармашов
ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ В КАРКИНИТСКОМ ЗАЛИВЕ В 2000-2002 ГГ. 259
Ф.Н. Гиппиус, В.С. Архипкин, Г.В. Суркова
РЕЖИМ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ НА ЧЕРНОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ РЕТРОСПЕКТИВНЫХ РАСЧЁТОВ ……270
М.М. Гуменный, А.В. Холопцев
ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ ПРОЛИВА КАРСКИЕ ВОРОТА ПРИ СОВРЕМЕННОМ ПОТЕПЛЕНИИ КЛИМАТА.....271
Л.В. Зотов, В.М. Власова
ВАРИАЦИИ ПРИДОННОГО ДАВЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ GRACE.....275
Д.В. Калинская, В.В.Суслин
ИССЛЕДОВАНИЕ СВОЙСТВ АЭРОЗОЛЕЙ НАД ЧЁРНЫМ МОРЕМ ВО ВРЕМЯ СОБЫТИЯ ПЫЛЕВОЙ БУРИ 2015 ГОДА.....282
О.Я. Катаманова, А.В. Баранюк
АЛГОРИТМ ОБНАРУЖЕНИЯ ЦЕНТРА ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОНА И ОЦЕНКА ЕГО ИНТЕНСИВНОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МИКРОВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ.....290
Д.О. Доронин, Н.М. Куприков, Б.В. Иванов
ИНТЕРКАЛИБРАЦИЯ ДАННЫХ О ХАРАКТЕРИСТИКАХ ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В АНТАРКТИЧЕСКИХ ВОДАХ С ПОМОЩЬЮ РОССИЙСКИХ ПЕРСПЕКТИВНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДСТВ ИЗМЕРЕНИЙ И МОНИТОРИНГА 296
К.Е. Кириченко, Е.П. Белоусова
ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ ОКЕАНА ВО ВНЕТРОПИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА 299
М.В. Шокуров, Н.Ю. Краевская
РАСПРОСТРАНЕНИЕ БРИЗОВОГО ТЕЧЕНИЯ В СДВИГОВОМ ПОТОКЕ.....305
А.С. Лубков, О.В. Марчукова, Е.Н. Воскресенская
АТМОСФЕРНЫЕ ПРЕДИКТОРЫ ЭЛЬ-НИНЬО ……..311
О.В. Марчукова, И.В. Серых, Е.Н. Воскресенская
АНОМАЛИИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА В КОНТЕКСТЕ СОБЫТИЙ ЭЛЬ-НИНЬО И ЛА-НИНЬЯ.....316
А.Ю. Медведева, В.С. Архипкин, С.А. Мысленков
ОСОБЕННОСТИ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.....320
С.Ю. Михайличенко, В.Ф. Удовик
ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЛНОГАСЯЩИХ СВОЙСТВ ПОДВОДНЫХ ВОЛНОЛОМОВ 326

С.А. Мысленков, Е.В. Столярова, В.С. Архипкин
ПРОГНОЗ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ ВЫСОКОГО ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ ДЛЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА, ЦЕМЕССКОЙ БУХТЫ И РАЙОНА СОЧИ 327

Л.М. Наумов, С.М. Гордеева
ИЗМЕНЧИВОСТЬЛЕДОВИТОСТИ КАРСКОГО МОРЯ....332

М.К. Пичугин, И.А. Гурвич
СПУТНИКОВОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПОГОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ 338

Д.А. Сергеев, Г.А. Байдаков, М.И. Вдовин, А.А. Кандауров, Ю.И. Троицкая
КОМПЛЕКСНОЕ ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ ПРИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ МЕТЕОУСЛОВИЯХ.....344

И.В. Серых, А.Г. Костяной
ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В МОРЯХ РОССИИ.....350

Е.В. Скиба, М.В. Шокуров, В.А. Дулов, В.Е. Смолов
ОЦЕНКА КАЧЕСТВА МОДЕЛИРОВАНИЯ НА ОСНОВЕ МОРСКИХ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ВЕТРОВЫХ ВОЛН В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА 356

СЕКЦИЯ 3

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ

Э.Р. Аблязов
ВЛИЯНИЕ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СТРУКТУРУ ИХТИОЦЕНА ЭСТУАРНОЙ ЗОНЫ РЕКИ ЧЕРНАЯ 363

А.В. Багаев
ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ: ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ БЕРЕГОВОГО ИСТОЧНИКА МИКРОПЛАСТИКА....369

Е.В. Волощук, Т.Р. Ерёмина, А.А. Максимов
ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛИХЕТ MARENZELLERIASPP. В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА.....375

Н.Б. Водовский
МИКРОРЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СООБЩЕСТВ ЗООБЕНТОСА КАСПИЙСКОГО МОРЯ 380

К.И. Гуров, В.В. Фомин, Д.И. Лазоренко
МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ ФРАКЦИЙ ПО ПОДВОДНОМУ БЕРЕГОВОМУ СКЛОНУ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ 386

Ю.В. Дорошенко
МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНОВ ЧЁРНОГО МОРЯ (НА ПРИМЕРЕ ПЛЯЖА ПЕСОЧНЫЙ, СЕВАСТОПОЛЬ).....392
Я.И. Егупова, А.В. Багаев
ОСОБЕННОСТИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ЛОКАЦИИ ИСТОЧНИКОВ МОРСКИХ СБРОСОВ НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ КРЫМА.....396
Е.А. Тихонова
ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ МАССОВЫМИ ВИДАМИ БЕНТОСНЫХ МОЛЛЮСКОВ СЕВАСТОПОЛЬСКИХ БУХТ (ЧЁРНОЕ МОРЕ).....399
Т.В. Ефимова, Н.А. Моисеева, Т.Я. Чурилова, О.В. Кривенко
ПОГЛОЩЕНИЕ СВЕТА ОПТИЧЕСКИ АКТИВНЫМИ КОМПОНЕНТАМИ СРЕДЫ В ЗОНЕ ФОТОСИНТЕЗА ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЁРНОГО МОРЯ (СЕНТЯБРЬ 2015 ГОДА).....403
Н.М. Иванютин, А.А. Пасынков
АНАЛИЗ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В РАЙОНАХ ЭКСПЛУАТИРУЕМЫХ ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ.....409
Н.В. Козина
ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В СРЕДНЕМ И ЮЖНОМ КАСПИИ 416
Д.В. Кондрик, Д.В. Поздняков, Л.Х. Петтерссон
ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ В ВЫЯВЛЕННЫХ ВРЕМЕННЫХ РЯДАХ ДИНАМИКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ЦВЕТЕНИЙ *E. huxleyi* В БАРЕНЦЕВОМ И БЕРИНГОВОМ МОРЯХ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ ЗА ПЕРИОД 1998-2013 гг. .422
В.С. Кочергин, С.В. Кочергин
ПОСТРОЕНИЕ ФУНКЦИЙ ВЛИЯНИЯ НАЧАЛЬНОГО ПОЛЯ ЗАГРЯЗНЕНИЙ ДЛЯРАЙОНОВ АЗОВСКОГО МОРЯ.....428
Д.А. Кременчуцкий, Г.Ф. Батраков
ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОСТУПЛЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ-7(^{7}Be) НА ПОДСТИЛАЮЩУЮ ПОВЕРХНОСТЬ В СЕВАСТОПОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ.....432
И.П. Лазарчук
ПРИМЕНЕНИЕ АДАПТИВНОЙ МОДЕЛИ ЭКОСИСТЕМЫ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ КАРТ БИОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ.....438
А.В. Лифанчук, А.В. Федоров, Е.С. Марьясова
ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИОЛОГИЧЕСКИЕ СТРАТЕГИИ ДОМИНИРУЮЩИХ ВИДОВ ФИТОПЛАНКТОНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ 444

П.В. Лобанова, В.И. Звалинский
ОЦЕНКИ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА-А И ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ ФИТОПЛАНКТОНА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ И НАТУРНЫМ ДАННЫМ 450

И.П. Моргунова, А.С. Голосной, Д.О. Доронин, Н.П. Константинова, Н.Ю. Гребёнкина, К.Н. Шибакова, В.А. Щербаков
НЕФТЯНЫЕ УГЛЕВОДОРОДЫ В ВОДЕ И ДОННЫХ ОСАДКАХ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ): РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНЕГО МОНИТОРИНГА 457

К.А. Новоселов, В.С. Горенькова
АНАЛИЗ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ СОДЕРЖАНИЯ НЕФТЕПРОДУКТОВ В АКВАТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «КРАВЦОВСКОЕ» 463

Р.Е. Прищепа, Е.П. Карпова
ОСОБЕННОСТИ РАЗНООБРАЗИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ БЫЧКОВЫХ РЫБ (GOBIIDAE) В УСТЬЕ Р. ДОН 469

З.Ю. Реджепова, И.А. Немировская
ПРИРОДНЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ УГЛЕВОДОРОДЫ В ВОДАХ И ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ 475

К.А. Слепчук, Т.В. Хмара
ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МОДЕЛЕЙ ДИНАМИКИ ШЕЛЬФОВЫХ ЭКОСИСТЕМ 481

Л.В. Смирнова
ФИТОПЛАНКТОН СЕВАСТОПОЛЬСКОЙ БУХТЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ВОД В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД 2014г. (ЧЕРНОЕ МОРЕ) 487

О.В. Соловьёва
УЧАСТИЕ МИТИЛИД ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ В ОСАЖДЕНИИ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА 493

С.В. Статкевич
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ФАУНЫ ДЕСЯТИНОГИХ РАКООБРАЗНЫХ В УСТЬЕ ДОНА В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ 497

А.В. Темных, М.И. Силаков, И.М. Серикова, В.Ф. Жук, Ю.Б. Белогурова
ПРИМЕНЕНИЕ БИОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ В ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ 501

И.А. Чернов, А.В. Толстиков, P. Lazzari
МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ПРОДУЦЕНТОВ БЕЛОГО МОРЯ 506

Е.С. Щурова, Р.Р. Станичная, С.В. Станичный
ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ В ИССЛЕДОВАНИИ ЗАЛИВА СИВАШ 511

СЕКЦИЯ 4

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИЗМЕРЕНИЙ

А.А. Безгин, Н.Ю. Юркевич

СОВРЕМЕННЫЕ СИСТЕМЫ СПУТНИКОВОЙ СВЯЗИ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРИМЕНЕНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОГРАФИИ.....517

Е.М. Быков, А.А. Безгин, Е.Г. Лунев

СОЗДАНИЕ И ПРИМЕНЕНИЕ АВТОНОМНЫХ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ ПЛАТФОРМ В АРКТИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ……523

С.Ю. Белов

О СПОСОБАХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРА СИГНАЛ/ШУМ ПРИ ОТРАЖЕНИИ РАДИОВОЛН ОТ ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА ДВУХ СРЕД В КВ-ДИАПАЗОНЕ.....528

Д.Г. Грязин, О.О. Белова

Метрологическое обеспечение средств измерений морского волнения.....534

Е.М. Быков, И.В. Лисецкий

УВЕЛИЧЕНИЕ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ НАДЕЖНОЙ РАБОТЫ ДРЕЙФУЮЩИХ БУЕВ С ПАРУСАМИ И ТЕРМОКОСАМИ 539

М.С. Воликов, Е.М. Быков, Е.Г. Лунев

СОЗДАНИЕ КАНАЛА ИЗМЕРЕНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОДЫ ДЛЯ ТЕРМОПРОФИЛИРУЮЩИХ ДРЕЙФУЮЩИХ БУЕВ.....543

В.А. Глухов, Ю.А. Гольдин, Б.А. Гуреев, М.А. Родионов

МЕТОДИКА ПОДГОТОВКИ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО ЛИДАРА К НАТУРНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ.....547

Д.И. Глуховец, Ю.А. Гольдин, Б.А. Гуреев, Ю.И. Венцкут

ПРОТОЧНЫЙ ЛАЗЕРНЫЙ ФЛУОРИМЕТР СО СПЕКТРАЛЬНОЙ РЕГИСТРАЦИЕЙ .552

Е.В. Жук, А.Х. Халиулин, А.В. Ингеров

ГЕОИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА "ЧЁРНОЕ МОРЕ".....558

П.А. Казначеев, А.Н. Камшилин

ЛОКАЛЬНЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬ ТОКА - ПРИБОР ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРОВОДЯЩИХ СРЕДАХ.....563

Е.Н. Корчемкина, А.А. Латушкин

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ РАСТВОРЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ВЗВЕСИ ПО СПЕКТРАЛЬНОМУ ПОКАЗАТЕЛЮ ОСЛАБЛЕНИЯ НАПРАВЛЕННОГО СВЕТА.....570

К.П. Сильвестрова, С.А. Мысленков, А.Г. Зацепин, В.И. Баранов

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДРЕЙФУЮЩИХ БУЕВ И БУКСИРУЕМОГО ПРОФИЛОГРАФА ТЕЧЕНИЙ ADCP НА ГИДРОФИЗИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ ИО РАН В ЧЕРНОМ МОРЕ (Г. ГЕЛЕНДЖИК)…… 575

В.В. Стрый, Д.С. Саврадым, В.В. Стрый, В.Ф. Удовик

РАДИОУПРАВЛЯЕМАЯ МНОГОЦЕЛЕВАЯ ПЛАТФОРМА ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ.....580

УДК 551.46

П.И. Бухарицин

Астраханский государственный технический университет,
Астраханская группа Института водных проблем РАН
по исследованию экологических проблем дельты реки Волги. г. Астрахань
astrgo@mail.ru

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВЫХ ПРОЦЕССОВ В МЕЛКОВОДНОЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Каспийское море относится к частично замерзающим морям. Северная, мелководная его часть замерзает ежегодно. Характерной особенностью гидрологического режима низовьев Волги и Северного Каспия является образование в холодную часть года довольно устойчивого ледяного покрова. Ледовый период продолжается, обычно с ноября по март. В отдельные годы, в зависимости от суровости зимы, начало, и конец ледового периода сдвигаются на месяц раньше или позже.

Ключевые слова: ледяной покров, льдообразование, суровость зим, толщина льда, припай, кромка льда, торошение, дрейф льда, спутниковая информация, электронный атлас ледовых образований.

Основными гидрометеорологическими факторами, влияющими на формирование ледяного покрова Северного Каспия, являются: температура воздуха и глубина моря, а также колебания уровня моря и реки Волги, ветер и течения. Существенное влияние на характер ледовых процессов оказывает также изрезанность береговой линии и довольно сложный рельеф дна, с большим количеством банок, кос, островов и шалыг. Совместное воздействие гидрометеорологических, геоморфологических и динамических факторов создает условия для возникновения в ледяном покрове сил, способствующих интенсивному дрейфу льда, его торошению, сжатию, наслоению и образованию огромных стамух (торосов сидящих на грунте). Важной отличительной особенностью процессов торошения является то, что из-за исключительной мелководности Северного Каспия (глубины повсеместно не превышают 10 м) практически на всей огромной акватории (площадь Северного Каспия превышает площадь Австрии) торосистые дрейфующие льды могут взаимодействовать с грунтом. Этому также способствуют значительные сгонно-нагонные колебания уровня моря, вызываемые штормовыми ветрами. В низовьях Волги в период установления ледостава происходят процессы заторо и зажоро - образования, которые также представляют серьезную опасность для хозяйственной деятельности людей. Гидрометеорологические особенности Северного Каспия обусловливают более устойчивое льдообразование в восточных районах

акватории по сравнению с западными, что проявляется в различии сроков наступления ледовых фаз и характере развития ледяного покрова в этих районах, расположенных в близких географических широтах.

Таким образом, ледяной покров существенно ограничивают работу водных отраслей народного хозяйства всего Прикаспийского региона. Многие из них либо значительно сокращают объем выполняемых в зимний период работ, либо совсем прекращают свою деятельность. Затрудняется работа морского и речного флота, портов, паромных переправ и др. В связи с интенсивным развитием в последние годы на Каспийском море как старых традиционных, так и новых морских отраслей народного хозяйства, требования к объему и качеству информации о фактическом состоянии и ожидаемых изменениях в ледяном покрове Нижней Волги и Северного Каспия постоянно возрастают.

В нормальные по температурным условиям зимы льдообразование начинается с мелководных восточных районов Северного Каспия в первой половине ноября. В дальнейшем оно распространяется на запад, охватывая почти одновременно мелководные западные участки и предустьевое взморье Волги. К концу первой декады декабря молодые льды простираются на всю прибрежную, мелководную зону Северного Каспия до глубин 3 м. В течение декабря лед появляется и в открытых районах Северного Каспия. Однако распространение его по площади происходит гораздо медленнее, чем на мелководье, что объясняется более свободным теплообменом с прогретыми водными массами глубоководных районов Среднего Каспия. Поэтому к югу от 45° с.ш., примерно по линии о. Чечень — м. Тюб-Караган, льдообразование наступает лишь к третьей декаде января. Полное замерзание и образование припая, как правило, наблюдается только севернее дугообразной линии, соединяющей о. Чечень и северную оконечность о. Кулалы вдоль изобаты 5 м.

В холодные и экстремально холодные зимы неподвижный лед устанавливается на всей акватории Северного Каспия до изобаты 20 м. В очень теплые зимы на большей части Северного Каспия устойчивого замерзания не происходит. Зона припая даже в период максимального его развития в январе не выходит за пределы прибрежных мелководных участков. В открытых районах Северного Каспия льда или нет, или он присутствует в виде дрейфующего. Неподвижный лед на Северном Каспии не является примером классического припая, представляющего собой сплошной ледяной покров, примерзающий к берегу и сохраняющийся в течение всей зимы. На Северном Каспии частичный взлом припая наблюдается ежегодно, а в северо-западных районах моря – в среднем каждую третью зиму припай взламывается и устанавливается вновь от берега до видимою горизонта 4 – 10 раз и более. В центральных районах Северного Каспия (Гурьевская бороздина) отдельные участки припая подвержены взлому, подвижкам и торошению даже в

середине зимы. Не менее подвержена динамическим деформациям прикромочная зона припая в районах Кулалиискоой и Жемчужных банок. Неоднократный взлом припая, его подвижки, торошение и последующее смерзание приводят здесь к образованию мощных торосистых образований льда.

Особое место в формировании и установлении ледяного покрова на Северном Каспии принадлежит дрейфу льда. В целом характер дрейфа льда отличается сложностью, обусловленной малыми глубинами, особенностями рельефа дна, ветровым режимом, влиянием течений и колебаний уровня. В мягкие зимы, когда припаем занята незначительная часть Северного Каспия, а также в периоды осеннего становления и весеннего разрушения ледяного покрова в умеренные и суровые зимы дрейф льда происходит по направлению ветра с некоторым отклонением от него. Коэффициент дрейфа льда (отношение скорости дрейфа льда к скорости ветра) равен 0.02-0.03. Коэффициент дрейфа разреженных льдов больше, чем сплоченных. При ветрах северных направлений коэффициент дрейфа больше (0.038-0.066), чем при южных ветрах (0.032-0.042). На мелководных участках на дрейф льда влияет множество препятствий, вызывающих сжатия и разряжения льдов, в результате чего скорость дрейфа уменьшается. Угол отклонения дрейфа льда от направления ветра может быть различным, но чаще всего он составляет 20°. Отмечаются случаи дрейфа льда и против ветра. В умеренные и особенно в суровые зимы, когда большая часть Северного Каспия покрыта припаем, а дрейфующий лед располагается узкой полосой (шириной 10-20 миль) вдоль его границы, дрейф льда происходит главным образом с востока на запад и юго-запад вдоль кромки припая и вдоль западного берега Каспия. Скорость генерального дрейфа льда около 7 км/сут. Наибольшая скорость дрейфа отмечается при ветрах северо-западного направления. При смене направления ветра на противоположное скорость дрейфа льда уменьшается. При северо-западных и юго-восточных ветрах происходит увеличение сплоченности льда в зоне дрейфа. В суровые и умеренные зимы в северной части зоны дрейфующих льдов сплоченность уже в декабре составляет 9-10 баллов, в южной же ее части она не превышает 3 баллов. В январе - феврале преобладает сплоченность льда 9-10 баллов, в марте она почти повсеместно уменьшается до 7-8 баллов, на участке Астраханский морской рейд - о. Чечень, наоборот, возрастает до 9-10 баллов. В мягкие зимы сплоченность льда редко достигает 9-10 баллов. Обычно она колеблется от 1-3 до 6-7 баллов. Сплоченные льды в северной части Каспийского моря (7 баллов и более) вызывают серьезные затруднения при осуществлении зимних плаваний в этом районе. Навигационная обстановка осложняется еще и тем, что ледяной покров динамичен и положение кромки сплоченных льдов весьма изменчиво в пространстве и времени» Главными факторами,

влияющими на положение кромки льдов, являются направление и скорость ветра [1].

Процесс разрушения ледяного покрова и очищения ото льда на Северном Каспии весной протекает в направлении, обратном льдообразованию, - с юга на север. Сроки начала и интенсивность разрушения льда зависят от ледовитости моря к концу зимы и совокупности воздействующих на лед гидрометеорологических факторов: ветра, волнения, сгонно-нагонных колебаний уровня, течений, температуры водах и воздуха. В умеренные зимы примерно в середине марта очищаются открытые, а затем мелководные прибрежные участки моря выше 44-45° с.ш. Большая часть устьевого взморья Волги к юго-западу от о. Укатный освобождается от льда к концу марта. В первой декаде апреля ото льда очищается почти все мелководное побережье Северного Каспия. К середине апреля отдельные скопления сильно разрушенного дрейфующего льда сохраняются лишь в крайних северо-восточных районах моря. В суровые зимы разрушение ледяного покрова протекает медленно, сроки разрушения припая и очищения западных районов Северного Каспия сдвигаются до первой половины апреля, а восточных - до второй половины апреля. В мягкие зимы процессы разрушения ледяного покрова и очищение ото льда происходят в сроки раньше нормальных.

Наблюдения, выполняемые на морских гидрометеорологических станциях, дают сведения о толщине ровного льда естественного нарастания, так как участки, выбираемые для таких наблюдений, согласно действующему наставлению по производству гидрологических наблюдений на морских станциях и постах, «… должны располагаться в пределах припая и по возможности в таких местах, где не происходило бы наслоения и торошения льда». Максимальная толщина льда в открытых районах Северного Каспия, как правило, в нормальные зимы не превышает 50- 60 см, а в суровые – 80 - 90 см (табл.1).

Вопросы динамики ледяного покрова, в частности некоторые особенности процессов торошения льдов Северного Каспия, отражены в исследованиях В.Л.Цурикова, М.С.Потайчук и др. (1961 г.), Ф.И. Валлера (1979 г.). Процессы торошения эти авторы рассматривали в зависимости от метеорологических условий конкретных зим. Примененная для этого Ф.И. Валлером классификация основана на оценке степени суровости зим. Им была выполнена систематизация данных о торосистости льдов Северного Каспия по материалам ледовых авиаразведок за 20-летний период (1958 – 1978 гг.). Влияние же колебаний уровня моря на процессы торошения льда в этих работах, не рассматривалось. Е.Г.Архипова (1958 г.), исследуя термический режим Каспийского моря, одной из первых высказала предположение о наличии связи ледовых процессов с объемными колебаниями уровня моря, однако длительное время этот вопрос оставался

практически не исследованным. Спустя 12 лет (в 1970 г.) на Всесоюзном совещании по изучению льдов южных морей К.К. Гюль, подводя итоги исследований современного режима Каспийского моря, отметил совершенно недостаточную изученность процессов, связывающих изменения ледового режима Каспийского моря с изменениями (понижением или повышением) его уровня. И лишь спустя четверть века была опубликована одна из первых работ, посвящённых этому вопросу [2], положившая начало новому этапу в исследованиях динамики каспийских льдов. В работе впервые было доказано наличие тесной связи между интенсивностью торошения и объемными колебаниями уровня моря. Отмечена возможность практического использования этой связи качестве прогностического признака для определения величины ожидаемой максимальной торосистости льдов Северного Каспия.

Таблица 1

Абсолютные максимумы толщины льда по пунктам дельты Волги и Северного Каспия, см

Пункт	Декабрь			Январь			Февраль			Март	
	1-я де-ка-да	2-я де-ка-да	3-я де-ка-да	1-я де-ка-да	2-я де-ка-да	3-я де-ка-да	1-я де-ка-да	2-я де-ка-да	3-я де-ка-да	1-я де-ка-да	2-я де-ка-да
Астрахань	32	42	46	49	47	52	60	64	64	62	60
Икряное	19	37	40	41	44	55	66	71	71	67	63
Оля	19	27	29	32	35	45	52	55	55	46	35
о. Искус-ственный	15	20	21	28	38	49	52	55	55	47	36
о.Тюлений	20	20	20	20	40	45	50	52	50	50	43
о.Чистая Банка	17	22	26	28	42	56	69	70	68	67	59
о.Укатный	28	36	43	46	47	53	53	54	56	60	60
о.З.В Шалыга	35	47	58	61	64	64	64	64	70	74	72
о.Б. Пешной	35	41	60	75	64	72	75	78	75	70	69
Жилая Коса	25	45	60	66	70	73	83	86	88	90	89
о.Кулалы	16	23	26	29	34	46	46	55	56	57	54

Использование телевизионных снимков ИСЗ для изучения ледовой обстановки на Северном Каспии. Традиционно ледовые наблюдения на Северном Каспии выполняются на радиометеорологических станциях и гидрологических постах. Ценность этих наблюдений заключается в их непрерывности, однако наблюдать за изменениями ледовой обстановки на этих станциях можно лишь на расстоянии, равном дальности видимости, которая, как правило, не превышает 10-20 км. Таким образом, значительная часть акватории, особенно открытых частей Северного Каспия, стационарными наблюдениями была не охвачена.

Этот существенный недостаток стационарных ледовых наблюдений в некоторой степени компенсировали визуальные авиационные наблюдения за ледяным покровом – ледовые разведки, а также исследования, выполняемые непосредственно на льду с помощью вертолетов. Систематические авиационные наблюдения позволяют получать ценный материал о распространении видов и форм льда, его густоте, сплоченности, толщине и многих других характеристиках на акватории Северного Каспия. Однако удорожание аренды летательных аппаратов и связанное с этим резкое сокращение количества выполняемых авиаразведок, а в дальнейшем, и полное их прекращение привело к тому, что недостаточное количество авиационных наблюдений остро сказалось на качестве обслуживания морского и речного флота, особенно в начале зимы и весной, т. е. в периоды наиболее значительных и быстрых изменений в ледяном покрове моря.

Недостаток данных, с одной стороны, и возросшие требования народнохозяйственных организаций - с другой, поставили океанологов-прогнозистов перед необходимостью скорейшего освоения и внедрения новых методов в изучении морских льдов с использованием спутниковых данных. К сожалению, в те годы, для того, чтобы получить спутниковый снимок интересующего района, требовалось сделать официальный запрос в один из стационарных пунктов приёма спутниковой информации (в СССР это Москва и Владивосток), куда пролетающие спутники «сбрасывали» накопленную за время предыдущего витка информацию. Разумеется, что для целей оперативного обслуживания морских отраслей народного хозяйства эти данные не годились, так как безнадёжно устаревали.

С 1975 г. в Астраханской зональной гидрометеорологической обсерватории был установлен автономный пункт приёма спутниковой информации. Началось освоение приема информации с метеорологических спутников Земли системы «Метеор» на собственную приёмную аппаратуру. Сначала спутниковые снимки использовали только синоптики, для наблюдения за облачными системами. Однако и океанологи получили дополнительный источник информации о состоянии водных объектов, в частности – о состоянии ледяного покрова. Накоплен большой опыт приема спутниковой информации, ее расшифровки и интерпретации. В 1980 г.

автором впервые была выполнена работа по обработке снимков ледяного покрова Северного Каспия, и составлению на их основе ледовых карт с последующим их применением в оперативных и режимных расчетах. Ввиду отсутствия соответствующей аппаратуры и подготовленных кадров обработка снимков велась предложенным автором простым графо-оптическим методом [3]. Метод был признан рационализаторским предложением и на него выдано Свидетельство № 54(1439) от 01.08.1980г. Изучение ледовых карт, полученных таким способом, позволило значительно расширить знания о распределении льдов и динамических процессах в ледяном покрове Северного Каспия. Первоначально, полученные накануне очередной авиаразведки снимки ИСЗ использовались как вспомогательный материал при разработке оптимального маршрута полета планируемой ледовой авиаразведки. Это позволяло значительно экономить летное время, при этом улучшалось качество разведок и их информативность. Кроме того, ледовые карты, полученные по данным ИСЗ, позволяли своевременно информировать организации водного транспорта и рыбаков обо всех изменениях в положении кромки льда, границ припая и сплоченных льдов, разводьях и т.д. в промежутках между разведками (за исключением дней, когда акватория Северного Каспия закрыта облачностью, и использование спутниковых снимков ограничено или совсем невозможно). Благодаря спутниковым данным океанологи-прогнозисты впервые получили возможность отслеживать изо дня в день все детали последовательных изменений в распределении льдов на всей акватории Северного Каспия, чего не мог дать ни один из известных традиционных методов наблюдения за ледяным покровом. Графо-оптический метод, при всей его простоте позволил впервые в нашей стране оперативно принимать и обрабатывать спутниковые данные о состоянии ледяного покрова, составлять ледовые карты и более качественно осуществлять оперативное обслуживание морских отраслей народного хозяйства. В последующие годы на их основе был создан Электронный атлас ледовых образований Северного Каспия [4].

Разумеется, даже сейчас, широкое использование спутниковой информации не может полностью заменить традиционных методов наблюдений. Зависимость от метеорологических условий (облачности, тумана), невозможность определения ряда очень важных для практических целей характеристик состояния ледяного покрова: торосистости, формы, разрушенности льда и др. не позволяют отказаться от других видов наблюдений. Очевидно, единственно правильное решение заключается в том, чтобы все средства наблюдения использовались совместно, взаимно дополняя, и уточняя друг друга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бухарицин П.И.* Динамика каспийских льдов: Учебно-методическое пособие по дисциплине «ГИС и мониторинг водных объектов» для студентов АГТУ // Издательство АГТУ. – Астрахань, 2011. – 92с.

2. *Бухарицин П.И.* Особенности процессов торошения ледяного покрова северной части Каспийского моря // Водные ресурсы. - 1984. - № 6. - С. 115-123.

3. *Бухарицин П.И.* Использование телевизионных снимков ИСЗ "Метеор" для изучения ледовой обстановки на Северном Каспии // Труды ГМЦ СССР. - М., 1983. - Вып. 255. - С. 70-75.

4. *Бухарицин П.И.* Создание электронного архива карт ледовых авиаразведок по Северному Каспию // Вестник Астраханского государственного технического университета (общенаучный), №1(53), 2012. С.18-21.

TYPICAL PARTICULARITY OF THE ICE PROCESSES IN SHALLOW NORTH PART CASPIAN EPIDEMIC DEATHES

The Caspian sea pertains to partly freezing epidemic deathes. North, shallow his (its) part freezes annually. The Typical particularity of the mode lower reached Volga and North Kaspiya is a formation in get cold part of year rather firm icy cover. The Ice period lasts, usually since November on March. At separate years, depending on sternness of the winter, beginning, and the end of the ice period move for month earlier or later.

УДК 551.465

А.Г. Зацепин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, г. Москва
zatsepin@ocean.ru

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДИНАМИКИ ВОД УЗКОГО ЧЕРНОМОРСКОГО ШЕЛЬФА ПОД ВЛИЯНИЕМ ВНЕШНИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Рассматривается несколько сценариев изменчивости динамики вод узкого черноморского шельфа под влиянием внешних факторов, к которым относятся динамика вод глубоководной зоны моря, ветровое воздействие и пресноводный береговой сток. При разработке сценариев использовались данные натурных и спутниковых наблюдений, а также результаты лабораторного моделирования физических процессов во вращающейся и невращающейся жидкости.

Ключевые слова: Черное море, прибрежная зона, динамика вод, внешнее воздействие, подспутниковый полигон, спутниковая информация, лабораторное моделирование.

Введение. Динамика вод шельфовой зоны морей и океанов является объектом интенсивных океанологических исследований, прежде всего, в связи с тем, что морские течения являются основным механизмом вентиляции прибрежных вод и их очистки от загрязнений естественного и антропогенного характера. Проблема загрязнения прибрежных вод имеет особенно острое практическое значение в морских акваториях вблизи крупных портов, прибрежных городов и рекреационных центров.

Изучение пространственно-временной изменчивости гидрофизической структуры и динамики вод российской части шельфа - континентального склона Черного моря является одной из важных задач экологии региона, представляющего большое рекреационное и хозяйственное значение. По существующим представлением короткопериодная пространственно-временная изменчивость гидрофизической структуры и динамики вод на масштабах 10^0-10^2 часов и 10^0-10^2 км имеет тесную взаимосвязь с водообменными процессами в системе шельф - глубокое море, которые ответственны за обновление вод шельфа и их очистку от загрязнений [1]. Актуальность исследования этих процессов обусловлена необходимостью получения адекватных оценок способности прибрежно-шельфовой экосистемы выдерживать все увеличивающуюся антропогенную нагрузку.

Развертывание на шельфе и континентальном склоне Черного моря в районе г. Геленджика сети стационарных платформ для автоматизированного измерения ключевых параметров морской среды и биоты (подспутниковый

полигон ИО РАН, далее - Полигон) в сочетании с проведением регулярных комплексных судовых наблюдений и анализом текущей спутниковой и метеорологической информации является вкладом российской науки в развитие системы оперативного мониторинга Черного моря [2]. За сравнительно небольшое время (3 года) функционирования Полигона получены новые знания о динамики вод шельфа и ее короткопериодной изменчивости, обусловленной, в частности, образованием и диссипацией субмезомасштабных вихрей [3,4].

Для практического использования полученных знаний о короткопериодной изменчивости динамики вод и ее влияния на экологическое состояние прибрежных вод северо-восточной части Черного моря и, прежде всего, ее геленджикского района, целесообразным является построение различных сценариев изменчивости мезомасштабной и субмезомасштабной динамической структуры вод. Динамическая структура вод узкой шельфовой зоны с-в части Черного моря формируется под влиянием внешних воздействий, к которым, прежде всего, относятся влияние динамики вод глубоководной зоны моря, ветровое воздействие и влияние пресноводного берегового стока, а также орографии берега и топографии морского дна.

Сценарий №1. Изменение динамики вод шельфа под влиянием меандрирующего Основного черноморского течения (ОЧТ).

А) Прижатое к континентальному склону ОЧТ (или, его циклонический меандр).

У берега в области мысов и выпуклых участков береговой линии развивается быстрое (U > 40 см/с) течение северо-западного направления, хорошо вентилирующее прибрежную зону моря и осуществляющее быстрый транспорт загрязняющих веществ и уменьшение их концентрации за счет разбавления. За мысами происходит отрыв течения от берега и формирование запрепятственных субмезомасштабных вихрей антициклонического знака. Начальный диаметр вихря в поперечном берегу направлении приблизительно равен размеру выступающей части мыса, а в продольном направлении он может быть вдвое большим. При ускоряющемся или, стационарном вдольбереговом течении вихри не отрываются от препятствия. Они могут увеличиваться в диаметре со временем, или оставаться неизменными. За тыловой частью вихря и ниже его по течению, динамика вод является слабой: вентиляция прибрежной зоны за счет водообмена с глубоководной частью моря незначительна - мыс и присоединенный к нему вихрь экранируют запрепятственную область от вдольберегового течения и скорость течения там незначительна (застойная зона). Через некоторое время, не превышающее, как правило, двух суток, вдольбереговое течение у мыса начинает ослабевать (циклонический меандр проходит), и возникают условия периодического отрыва вихрей от мыса и

образования новых. Образуются 2 - 3 субмезомасштабных антициклона, перемещающихся вниз по течению друг за другом в северо-западном направлении. Диаметр этих вихрей составляет 5-10 км, скорость орбитального вращения – 20-50 см/с, вдольберегового перемещения – 10-20 см/с. На периферии этих антициклонов в области циклонического сдвига скорости возникают небольшие циклоны, диаметром 1-2 км. По мере своего распространения субмезомасштабные антициклоны постепенно затухают и разрушаются, но иногда, при продолжающейся подпитке энергией и завихренностью от ОЧТ, они вырастают в размерах и превращаются в мезомасштабные вихри, с диаметром более 20 км. Время их существования не превышает нескольких суток. Субмезомасштабные антициклоны концентрируют загрязнения на своей периферии и обеспечивают их быстрый транспорт от берега в область внешнего шельфа и далее. Они играют важную роль в вентиляции вод шельфа, в особенности, в запрепятственных областях с вогнутой линией берега, где динамика вод ослаблена по сравнению с областями шельфа с выпуклой линией берега.

Б) Антициклонический меандр ОЧТ, или, мезомасштабный антициклонический вихрь за бровкой шельфа.

Генеральное направление течения за бровкой шельфа и вдольбереговой перенос является юго-восточным. Если юго-восточное течение является достаточно сильным (U>30 см/с) и прижимается к бровке шельфа, то между ним и берегом формируется зона со значительным сдвигом горизонтальной скорости, имеющим циклоническую завихренность. В области сдвигового течения формируются цепочки интенсивных субмезомасштабных циклонических вихрей. Эти вихри, характерный диаметр которых составляет 2-4 км, хорошо видны на спутниковых снимках в поле взвешенного вещества и температуры, благодаря выходу к поверхности богатых фитоплантоном и холодных вод, поднимающихся снизу из верхней части термоклина, за счет генерируемого вихрем локального апвеллинга. При разрушении (угасании) субмезомасштабного циклона апвеллинг в его ядре замещается даунвеллингом и взвешенное вещество и поверхностные загрязнения с плавучестью, близкой к нейтральной, опускаются вниз на подошву верхнего квазтиоднородного слоя (ВКС) и вихри перестают быть видимыми на спутниковых изображениях.

Поскольку характерный период колебания генерального направления вдольберегового течения, обусловленного меандрированием ОЧТ, составляет порядка 10 суток, на протяжении одной половины периода (антициклонический меандр, или мезомасштабный вихрь должны в шельфовой зоне наблюдаются преимущественно субмезомасштабные циклоны, а на протяжении другой половины периода (циклонический меандр, или прижатое к бровке шельфа ОЧТ) – субмезомасштабные антициклоны. Следует отметить, что в периоды перестройки циркуляции за

внешней бровкой шельфа – перехода от прижатого к берегу ОЧТ к его антициклоническому меандру, или вихрю, в прибрежно-шельфовой зоне могут возникать застойные явления, связанные со слабой динамикой вод шельфа. В таких ситуациях, загрязнения могут накапливаться у источников на протяжении нескольких суток, вследствие чего их концентрация может повышаться существенно выше предельно допустимых значений.

Сценарий №2. Изменения динамики вод шельфа и формирование прибрежных апвеллингов и даунвеллингов под влиянием сильных и продолжительных ветров северо-западного и юго-восточного направления. ***А) Продолжительный (сутки и более) ветер северо-западного направления скорость которого составляет 10 м/с, или более.***

Ярко выраженный или полный экмановский апвеллинг (наблюдается не более 3-4 раз в теплый период года) во внутренней части шельфа (глубина места менее 40-50 м), при котором на поверхность моря выходят термоклинные воды, в результате чего температура поверхности моря может опускаться ниже 10 ^{o}C в теплый период года (май-октябрь). Течение в зоне апвеллинга имеет юго-восточное направление. Уровень моря при подъеме холодной термоклинной воды к поверхности моря понижается на несколько сантиметров. Частые (несколько раз в месяц) события неполного апвеллинга (подъем термоклина без его выхода на поверхность моря) связаны с изменением динамики вод в большинстве случаев не имеющей зависимости от локального ветра.

В апвеллинговой зоне происходит вентиляция вод верхнего слоя за счет выхода на поверхность тенрмоклинных и подтермоклинных вод. Однако, если загрязняющие вещества сосредоточены в области термоклина или ниже, апвеллинг будет способствовать их выходу на поверхность моря.

Б) Продолжительный (сутки и более) ветер юго-восточного направления скорость которого составляет 10 м/с, или более.

Ярко выраженный экмановский даунвеллинг во внутренней части шельфа при котором толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) может увеличиваться до сорока-пятидесяти метров, а термоклин заглубляется. Температура поверхности моря высокая (более 17-20 ^{o}C) в теплый период года (май-октябрь). Течение в зоне даунвеллинга имеет северо-западное направление. Уровень моря при даунвеллинге повышается.

В геленджикском районе повторяемость ветра юго-восточного направления в теплый период года приблизительно в 2-4 раза выше, чем ветра северо-западного направления. Поэтому прибрежный экмановский даунвеллинг на геленджикском шельфе существенно более частое событие по сравнению с апвеллингом. При прибрежном даунвеллинге загрязняющие вещества, распространяющиеся от источников в береговой зоне, прижимаются к берегу, однако их концентрация в ВКС может уменьшаться

вследствие того, что при даунвеллинге увеличивается толщина этого слоя, тогда как при апвеллинге она уменьшается.

Сценарий №3. Формирование прибрежной теплой струи северо-западного течения под влиянием сильного и продолжительного ветра северо-восточного направления. ***А) Продолжительный (сутки и более) ветер северо-восточнрого направления (норд-ост) скорость которого составляет 10 м/с, или более.***

Из-за блокирующего влияния кавказских гор, норд-ост западнее и восточнее Туапсе имеет неоднородное распределение скорости над российским сектором моря: от Керченского пролива до Туапсе ветер имеет большую силу, в восточнее Туапсе он практически отсутствует. В первую половину лета, при норд-осте, интенсивное ветровое воздействие на ВКС западнее Туапсе приводит к быстрому его выхолаживанию за счет турбулентного вовлечения холодной воды из неглубоко расположенного термоклина. Кроме того, в прибрежной зоне из-за сгона воды уровень моря в области ветрового воздействия понижается. В такой ситуации развивается интенсивная струя прибрежного течения, ширина которой составляет 10-15 км, а толщина достигает 30 м. Уровень моря в области струи повышается. Струйное течение переносит теплую воду из района Туапсе – Сочи на северо-запад со скоростью до 40–60 см/с. Установлено, что за несколько суток теплая струя может достигнуть района Керченского пролива. За время своего существования (до 2-х недель) она осуществляет значительный перенос воды и, в т. ч., загрязняющих веществ. Теплая струя может изменять режим функционирования прибрежной экосистемы. Данный механизм формирования прибрежного течения в северо-восточной части Черного моря может реализовываться с частотой повторяемости сильного и продолжительного северо-восточного ветра, составляющей около 20 суток.

Сценарий №4. Формирование прибрежного опресненного пояса и связанной с ним струи северо-западного течения под влиянием сильного пресноводного берегового стока.

Возникновение прибрежного пояса вод, опресненных интенсивным береговым стоком, который, в силу геострофического приспособления, распространяется на северо-запад. Скорость течения в этом поясе может достигать 50 см/с, его толщина – 20 м, а ширина – 10-15 км. Время его существования не менее нескольких суток. Однако такой пояс может существовать и на протяжении двух-трех месяцев после сильного и продолжительного сезонного паводка как это было в 2011 г. Он может усиливать прибрежный перенос вод на северо-запад, а также способствовать разделению прибрежной и глубоководной экосистем и концентрации загрезнений, поступающих с берега в пределах этого пояса. Условия

возникновения пояса опресненных вод н его длительного существования нуждаются в дальнейшем исследовании.

Работа в целом выполнялась в рамках проекта РНФ 14-17-00382, а также гранта РФФИ № 14-05-00159 в части исследования процессов апвеллинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Зацепин А.Г.,** Пиотух В.Б., Корж А.О., Куклева О.Н., Соловьев Д.М.. Изменчивость поля течений в прибрежной зоне Черного моря по измерениям донной станции ADCP // Океанология. - 2012. - Т. 52. - №5. - С.629-642.

2. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря. // ФАО. - 2014. - №1 - С.16-29.

3. **Зацепин А.Г.,** Кондрашов А.А., Корж А.О., Кременецкий В.В, Островский А.Г., Соловьев Д.М. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы // Океанология. - 2011. - Т. 51. - №4. - С.592-605.

4. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. О природе короткопериодных колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. // ФАО. - 2013. - №6. - С.717-732.

A.G. Zatsepin

VARIABILITY OF WATER DYNAMICS AT NARROW BLACK SEA SHELF UNDER THE IMPACT OF EXTERNAL FORCING

Several scenarios of the Black Sea narrow shelf water dynamics variability under the impact of external forcing such as deep sea water dynamics, wind stress and river runoff are considered. In developing of the scenarios, data of field and satellite observations and results of laboratory modeling are used.

УДК 504.054

И.А. Немировская[1], Е.В. Островская[2]

[1]Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН
nemir@ocean.ru
[2]Каспийский морской научно-исследовательский центр

НЕФТЯНОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ МОРЕЙ РОССИИ

На основании системного комплексного анализа последних данных освещены практически все аспекты многоплановой проблемы нефтяного загрязнения морей в различных климатических зонах и с различной антропогенной нагрузкой – Черного, Каспийского, Балтийского, Белого и Карского. Учитывая, что основу нефтей составляют углеводороды (УВ), в основном рассматривается их поведение в водах и донных осадках. Проведена подробная инвентаризация источников поступления антропогенных и природных углеводородов. На основании биогеохимического подхода описаны закономерности количественного и качественного распределения УВ: алифатических (в том числе алкановых) и полициклических ароматических – ПАУ. Установлено, что из-за быстрой трансформации в морских средах, в воде и донных осадках в основном преобладают природные УВ.

Ключевые слова: нефть, углеводороды, загрязнение, геохимические барьерные зоны.

Нефть и нефтепродукты относятся к числу наиболее распространенных загрязняющих веществ (ЗВ) морской среды. Комплексные исследования нефтяных ЗВ находится в фокусе внимания во многих странах и на международном уровне [Немировская, 2013; AMAP, 2007; NAS, 2003, и др.]. Основную массу (до 95%) нефти и нефтепродуктов составляют углеводороды (УВ) [Немировская, 2013]. Поэтому современная система экологического мониторинга из-за сложности анализа основана на определении содержания УВ, которые называют нефтяными (НУ). С целью идентификации источников и происхождения углеводородов (УВ) приведены данные, полученные при исследовании их миграционных форм в экосистемах российских морей: Балтийского, Черного, Каспийского, Белого и Карского.

К числу общих выводов, вытекающих из всей совокупности рассмотренных материалов, следует отнести, прежде всего, признание того, что поведение УВ определяется общими геохимическими закономерностями распределения вещества в океане, т.е. циркумконтинентальной, климатической, вертикальной зональностями. Биологическое продуцирования УВ в океане носит глобальный характер. Суммарный поток биогенных УВ (около 12 млн. т/год) значительно превышает количество их

ежегодного поступления в Мировой океан из антропогенных источников (1.3 млн. т/год, без учета больших аварийных разливов [NAS, 2003]). Поэтому распределение антропогенных УВ происходит на устойчивом природном фоне. При анализе УВ разброс результатов в значительной степени определяется разнообразием применяемых методов отбора проб, а также использованием многочисленных схем экстракции УВ и их определения. Надежная идентификация источников происхождения УВ до сих пор остается одной из наиболее трудных химико-аналитических задач. Вероятность ошибок при интерпретации результатов мониторинга особенно велика при множественности источников загрязнения или на поздних стадиях нефтяных разливов, когда нефть сильно трансформируется. Зачастую влияние нефтяных ЗВ считается более опасным, чем существует на самом деле. Трансформация УВ приводит к тому, что анализируется усредненный состав, который не соответствуют первоначальному нефтяному. Отличие наших исследований заключается в том, что для определения УВ кроме молекулярных маркеров в их составе, используется их концентрации в составе липидов, органического вещества (ОВ), взвеси, соотношения с другими органическими соединениями.

Анализ УВ (содержание и состав алифатических УВ и ПАУ) в водах и донных осадках морей показал, что повышенные уровни нефтяного загрязнения характерны в основном для мелководной прибрежной зоны вблизи городов портов гаваней (рис. 1).

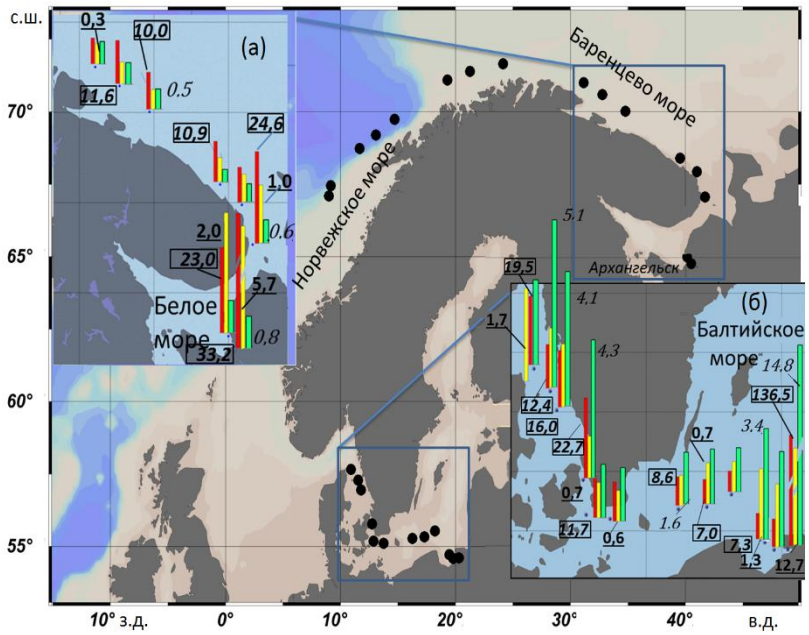


Рис. 1. Распределение в поверхностных водах органических соединений и взвеси по маршруту 130 рейса НИС «Профессор Штокман» (осень 2014 г.). Вставка (а) – Белое и Баренцево моря, вставка (б) – Балтийское море. Столбцы, концентрации: УВ (мкг/л, в квадратах), хлорофилла «а» (мкг/л, курсив), взвесь (мг/л, подчеркнуто).

Крупная взвесь считается основным поставщиком УВ на дно в прибрежных районах и эстуарных зонах. По мере осаждения в основной своей части лабильное ОВ биогенной взвеси растворяется, причем скорость выхода разных компонентов различается, т.е. идет сепарация исходного вещества по глубине [Лисицын, 2014]. В результате автохтонные и низкомолекулярные НУ, практически, не достигают дна. Поэтому установлены существенные различия в составе УВ в фильтрационной, сепарационной взвесях и в донных осадках.

ЗВ, выносимые реками, оседают в области смешения речных вод с морскими (район маргинального фильтра рек [Лисицын, 2014]). Здесь происходит трансформация и выпадение как антропогенных, так и природных соединений. В частности, на границе р. Мзымта – Черное море «потери» в концентрациях УВ достигали 74% (рис. 2). В основном это высокомолекулярные алифатические УВ и ПАУ, в том числе и бенз(а)пирен. По мере удаления от таких районов в сторону открытого моря количество антропогенных УВ уменьшается до величин, регистрация которых становится невозможной на фоне естественной динамики природных процессов. Градиент концентраций УВ в области река-море в значительной степени определяется величиной речного стока, соленостью морских вод, гидрологическими особенностями эстуарных зон. Поэтому нефтяные УВ, поступающие с речным стоком, не попадают в открытые района моря и мнение о том, что основное загрязнение несут реки явно преувеличено.

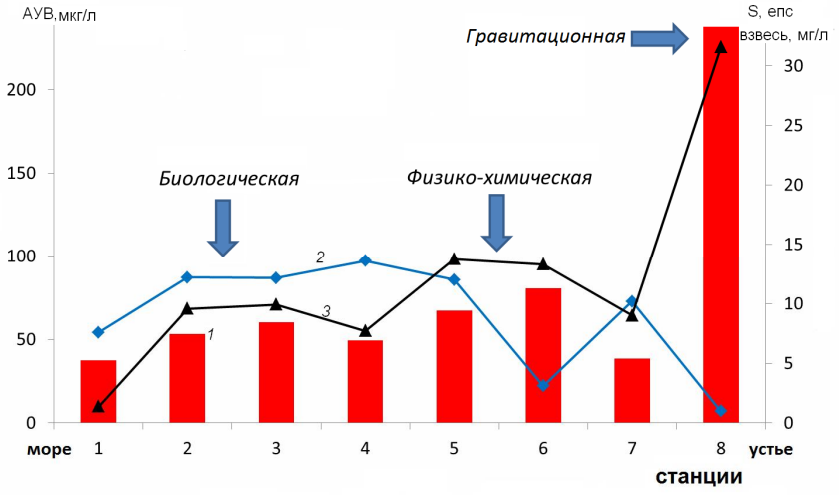


Рис. 2. Распределение концентраций алифатических УВ *(1)*, солености *(2)* и взвеси *(3)* на геохимическом барьере р. Мзымта – Черное море.

Динамика концентраций УВ зависит от хозяйственной деятельности в прибрежной зоне. Например, в акватории Большого Сочи окончание строительства олимпийских объектов привело к уменьшению потоков ЗВ, и снижению концентраций взвеси почти в 3 раза. При этом содержание УВ в

поверхностных водах уменьшилось (в среднем с 61 до 39 мкг/л в 2014 г. и до 25 мкг/л в 2015 г.). Однако непосредственная связь между распределением концентраций взвеси и УВ наблюдалась лишь в отдельных случаях и при природном их образовании. Поступление ЗВ нарушает эти связи.

Фоновые концентрации УВ в донных осадках обычно не превышают 10 мкг/г для песчанистых и 50 мкг/г для илистых отложений. При этом в составе $C_{орг}$ их доля ≤ 1%. Увеличение концентраций УВ (в пересчете на сухую массу и в составе $C_{орг}$) происходит в осадках, загрязненных нефтепродуктами, особенно в зоне лавинной седиментации. Донные осадки морей на периферии маргинальных фильтров рек характеризуются доминированием природных УВ (аллохтонных и автохтонных). Поступающие нефтепродукты повышают в осадках уровень УВ, создавая тем самым современный углеводородный фон.

В акваториях эксплуатируемых месторождений в Балтийском, Каспийском, Охотском морях не установлено увеличение содержания УВ в воде и осадках. Динамика концентраций УВ обусловлена естественными природными процессами (флюидными потоками из толщи осадков, обрастанием платформ). Мониторинг загрязнения из космоса показал, что нефтяные пленки были обнаружены в основном на судоходных путях [Лаврова и др., 2011]. В качестве примера распределения высачивающихся УВ из осадочной толщи приведены их концентрации (в пересчете на сухую массу и в составе $C_{орг}$) в поверхностном слое донных осадков Северного Каспия (рис. 3). Здесь на соседних станциях содержание АУВ изменялось в 100 раз и в 10 раз в составе $C_{орг}$. Дисперсность данных настолько велика, что стандартное отклонение (σ =206 мкг/г) превысило среднюю величину (200 мкг/г). В составе высокомолекулярных алканов были определены трансформированные нефтяные гомологи.

Исходя из результатов многочисленных исследований последствий нефтяных разливов в разных регионах [Патин, 2008], можно констатировать, что в зависимости от типа и конкретных условий разливов, масштаб воздействий в прибрежной зоне морей может варьировать от ***локального*** до ***субрегионального***. Экологические эффекты будут проявляться в основном в форме ***обратимых*** или ***слабо обратимых*** стрессов для популяций морских птиц, млекопитающих и донных организмов. Для их восстановления потребуется время от одного сезона до нескольких лет. При разливах (без выноса нефти на берег) какие-либо заметные долговременные последствия для пелагических сообществ практически исключены. Вся пелагиаль российских морей и основная часть прибрежных вод находятся в области безвредных концентраций УВ.

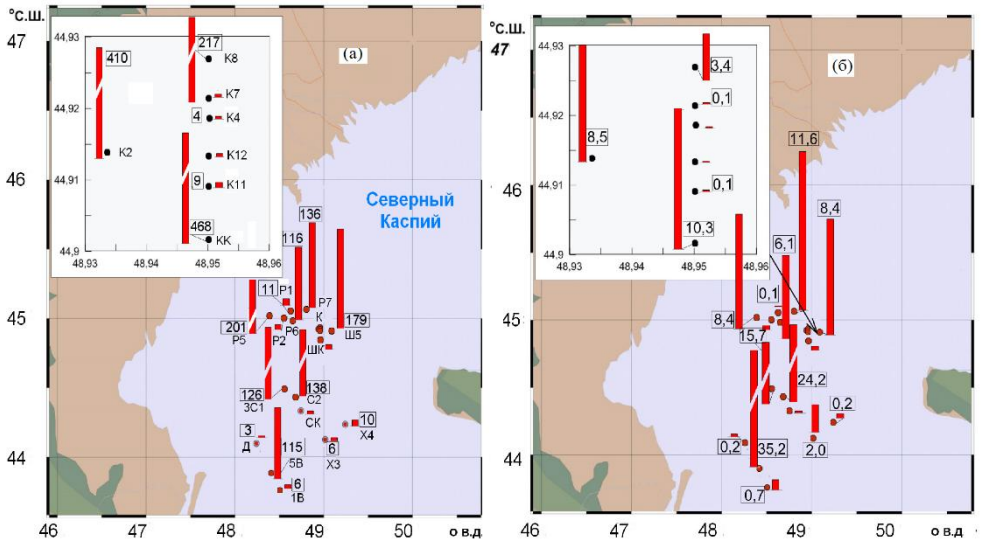


Рис. 3. Распределение в поверхностном слое донных осадков концентраций (а) - УВ (мкг/г, столбцы и цифры)) и (б) - в составе $C_{орг}$, (%) на полигоне в Северном Каспии (на врезке полигон «К»).

[1]Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00223); Президиума РАН (программа № 43), а также на этапе обобщения результатов и подготовки публикации при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 14-37-00047) и госзадания 0149-2014-0038 «Геолого-геохимические исследования…).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). – М.: Научный мир, 2013. – 432 с.

AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Persistent organic pollution in the Arctic. –Oslo: AMAP, 2007. – Chapter 4. – 87 p.

NAS (National Academy of Sciences). Oil in the Sea III: Inputs, Fates, and Effects. National Research Council. – Washington, D.C.: The National Academies Press, 2003. – 265 p.

Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли. Мировой океан Т.2. - М.: Науч. Мир, 2014. – С. 331–571.

Лаврова О. Ю., Костяной А. Г., Лебедев С. А и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. – М.: ИКИ, 2011. – 470 с.

Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. – М.: ВНИРО, 2008. – 507 с.

I.A.Nemirovskaya, E.V. Ostrovskaya

OIL POLLUTION IN THE SEAS OF RUSSIA

On the basis of a system of complex analysis of recent data covered almost all aspects of the multifaceted problem of oil pollution of the seas in different climatic zones with different anthropogenic pressure - the Black, Caspian, Baltic, White and Kara._Mostly seen in the behavior of water and bottom sediments of hydrocarbons (HC), as HCs are an oil basis. A detailed inventory of sources of anthropogenic and natural hydrocarbons are shown. Laws for qualitative and quantitative distribution of aliphatic (including alkane) and polycyclic aromatic - PAH described based on biogeochemical approach. It was found that because of the rapid transformation in the marine environment, in the water and bottom sediments is mainly dominated by natural HC.

СЕКЦИЯ 1

ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ВОДНОЙ СРЕДЕ

Секция посвящена исследованиям синоптической и крупномасштабной динамики морей России, основанных на контактных, спутниковых измерениях и результатах численного моделирования. Представлены работы, посвященные изучению термохалинной структуры морей и её изменчивости, а также процессы массо- и теплообмена в континентальных морях.

УДК 551.465.45

А.А. Алескерова[1], А.А. Кубряков[1,2], С.В. Станичный[1]

[1]*Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь, Россия*
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет*
annete08@mail.ru

РАСПРОСТРАНЕНИЕ АЗОВСКИХ ВОД ПО АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ

В работе используется массив данных спутников Landsat с 1983 по 2015 г. с высоким оптическим разрешением и данные MODIS для исследования особенностей распространения Азовских вод по акватории Черного моря и субмезомасштабных явлений, возникающих у берегов восточного Крыма.

Ключевые слова: Чёрное море, Керченский пролив, субмезомасштаные процессы, Landsat, MODIS.

Воды Азовского моря характеризуются повышенными значениями концентрации взвешенных веществ и низкими значениями солености, около 10 ‰ [1]. Из-за этого воды Азовского моря, попадая в Черное море через Керченский пролив, могут существенно влиять на экосистему и на термохалинную структуру Черноморского бассейна. Интенсивность водообмена зависит от ряда факторов: разницы уровня между Азовским и Черным морями; режима течений; действия ветра [1, 2, 3]. При этом ветровая составляющая может значительно превосходить стоковую [2]. На распространение Азовских вод в Черном море влияет: крупномасштабная динамика – ОЧТ (основное черноморское течение), которое уносит Азовские воды в циклоническом направлении; мезомасштабные вихри, ветровые течения и другие динамические процессы.

Исследование распределения взвеси непосредственно в Керченском проливе были проведены в работах [4, 5, 6, 7]. В работе [8] был разработан алгоритм восстановления содержания взвешенного вещества по спутниковым данным MODIS. По измерениям MODIS этот район был подробно изучен в работе [9]. С появлением данных сенсоров спутников серии Landsat, которые имеют высокое пространственное разрешение – 30 метров стало возможно исследовать процессы в океане на сравнительно малых пространственных масштабах (100 метров – 10 км) [10, 11, 12].

Данные

В настоящей работе использовались данные о яркости восходящего излучения со спутников Landsat 5, 4, 7 и 8 за период с 1983 по 2015 г (http://glovis.usgs.gov). Искусственные спутники Земли (ИСЗ) Landsat 7 и 8

имеют пространственное разрешение 30…15 м для видимого и ближнего инфракрасного (ИК) диапазонов, 100 м для дальнего ИК. У Landsat 4 и 5 пространственное разрешение 30…80 м для видимого и ближнего ИК, для дальнего ИК — 120 м. Интервал повторяемости съемки - 16 суток. Так же при анализе использовались данные сканеров Moderate-resolutionImagingSpectroradiometer(MODIS) о яркости восходящего излучения с пространственным разрешением 1км и временным разрешением 1 сутки (*Level* 2) за период с 2001 по 2015 гг. Данные были получены в отделе дистанционных методов исследования Морского гидрофизического института (http://dvs.net.ua) и из архива http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/.

Распространение Азовских вод при действии сильных ветров

Проведенный анализ показал, что на распространение Азовских вод существенное влияние оказывает направление ветра. Это влияние наиболее заметно при интенсивных штормовых ветрах. По данным [1, 13] наиболее часто над Керченским проливом наблюдаются штормовые ветра восточного и северо-восточного направления в зимний период времени, а в весенне-летний период преобладают юго-западные и западные ветра.

При сильном северо-восточном и северном ветре наблюдается образование мощного прибрежного струйного течения, распространяющего вдоль берега Крым на запад (рис. 1а).

На спутниковых снимках четко видны потоки вод, богатых взвесью, так как они имеют повышенные значения яркости. Такие мощные потоки хорошо видны и на оптических снимках MODIS (рис. 1в, г), и на снимках Landsat (рис. 1а). Так же данную струю можно наблюдать и на карте спутниковой температуры. В зимнее время струя характеризуется пониженными значениями температуры (рис. 1б), в летнее – повышенными в согласии с [9].

В то же время воды Черного моря проникают в Керченский пролив и могут занимать значительную площадь в его восточной части. Ширина затока может составлять 10-12 км, при этом часто воды проникают до м. Тузла, до широты 45.2^0 и долготы 36.45°, в согласии с [11]. При этом, по данным Landsat наблюдается достаточно резкий градиент, как оптических свойств, так и температуры на фронте втекающих вод. Ширина фронта составляет ~ 1 км (рис.1 д), а ширина струи имеет размеры от 4 до 6 км. Она расширяется по направлению своего движения, так как Азовские воды постепенно смешиваются с Черноморскими водами и граница раздела между ними размывается.

Взвешенное вещество, которое содержится в Азовских водах, распространяется вдоль восточного побережья Крыма. В некоторых случаях, при достаточно сильных ветрах, Азовские воды распространяются до Южного берега Крыма, а иногда и до юго-западной его оконечности (вплоть

до м. Херсонес). Пример такого распространения представлен на рис.1г. Однако, чаще поток доходит до м. Меганом и отрывается от берега (рис.1в). При умеренном ветре поток доходит до м. Чауда и также отрывается от берега. Таким образом, топографические препятствия играют значительную роль в распространении Азовских вод.

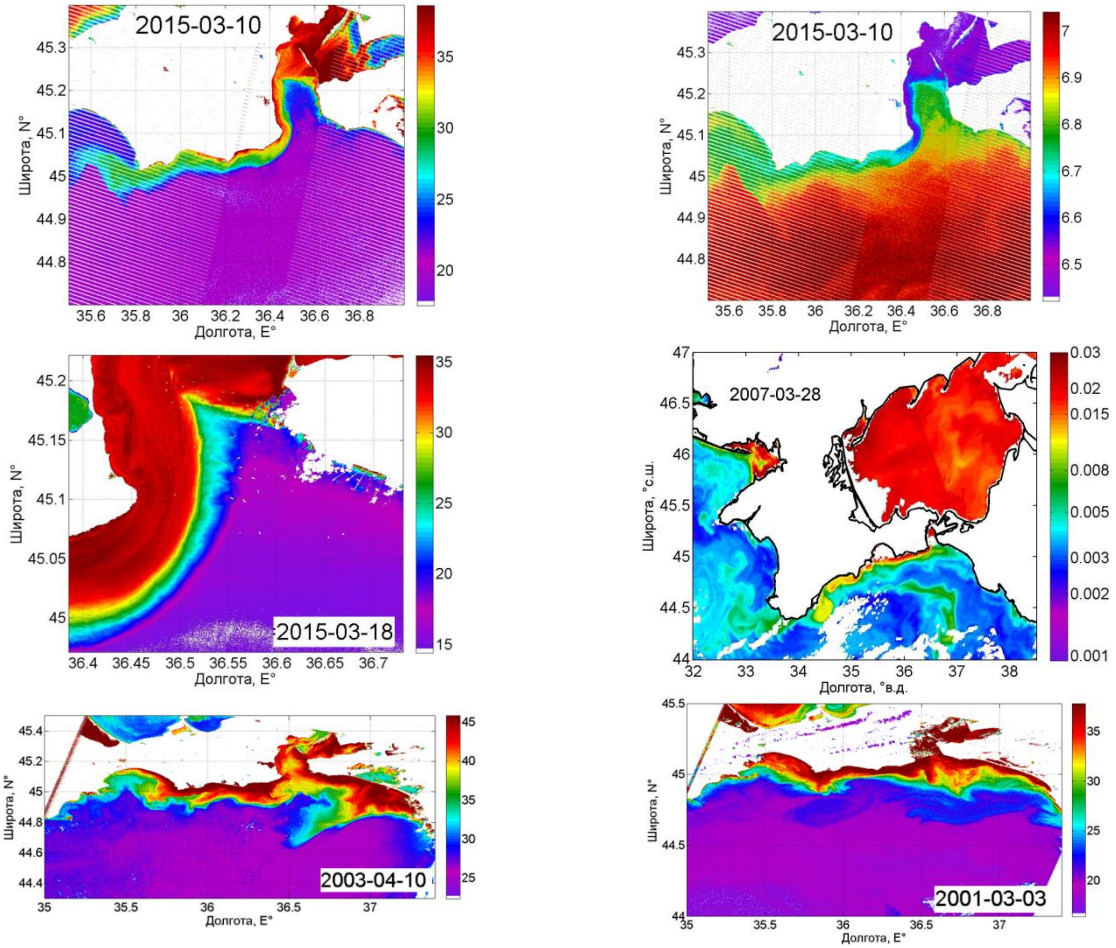


Рис. 1 а) Яркость излучения (Ват/м2×стер×μm) на длине волны λ=0,525-0,605 мкм по данным Landsat 7; б) карта яркостной температуры, по данным Landsat 7 (канал 6); в, г, ж) карты оптической яркости по данным MODIS; д) яркость излучения по данным Landsat 8; е, з) яркость излучения по данным Landsat 7

Южные ветра встречаются реже, чем северные. При таком направлении ветра воды Азовского моря, вытекающие из Керченского пролива, продвигаются и на запад и на восток, вдоль побережья Керченского и Таманского полуостровов. На западе струя воды распространяются до 35º долготы и 44.7º широты. А на востоке они доходят до 37.8º долготы и 44.52º широты. Область взмученых вод на юге может достигать до широты 44.5º. При действии юго-западного ветра за м. Меганом и Кийик-Атлама могут возникать филаменты, грибовидные структуры или струйные течения, вытянутые в северо-восточном направлении (рис. 1е). Впоследствии они,

попадая под действие ОЧТ, меняют свое направление (рис. 1ж). При юго-восточном ветре Азовские воды также распределяются у берегов двух полуостровов, но струйные течения направлены на юго-запад (рис. 1з).

Субмезомасштабные процессы у восточного побережья Крыма

Юго-восточный берег Крыма по своему типу является большей частью антропогенным и скалистым, абразия берега практически отсутствует [14], видимое размытие берега присутствует только в Феодосийской бухте и у м.Чауда. Поэтому в регионе восточного побережья основополагающую роль в изучении субмезомасштабных процессов играет вода богатая взвешенным веществом, которая попадает из Азовского моря через Керченский пролив.

Основное влияние на возникновение субмезомасштабных процессов в прибрежной зоне юго-восточного Крыма оказывают топографические особенности береговой линии. Часто за выступами береговой линии, мысами образуются вихревые структуры.

Так у м. Такиль могут возникать небольшие антициклонические и циклонические вихри, размерами 1-2 км.За м. Опук наблюдаются филаменты и выносы длиной не более 4 км. У м. Чауда и в районе Феодосийской бухты наблюдаются вихри от 2 до 10 км. При ветрах южного румба вихри циклонические и имеют небольшие размеры (рис. 2а).

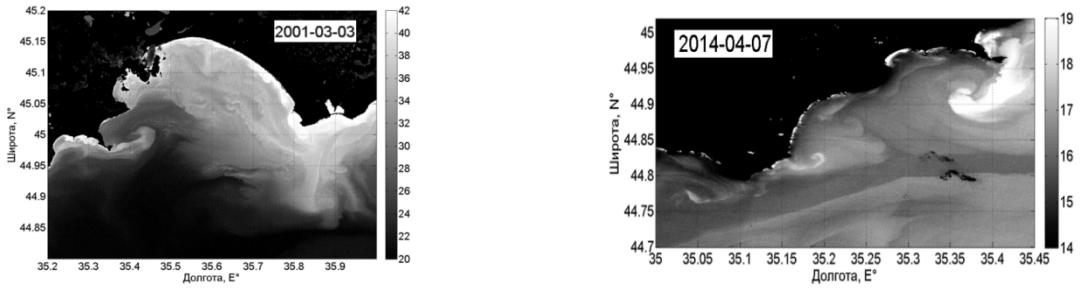


Рис.2. Яркость излучения по данным Landsat 7 и 8

В районе Феодосийской бухты при штормовых северных ветрах образуется мощный циклонический вихрь, который выносит взвешенное вещество в открытое море. При сильном северо-восточном ветре образуется антициклонический вихрь, который заносят взвешенное вещество в Феодосийскую бухту, размером около 10 км. У восточной части Феодосийской бухты образуются циклонические вихри, размерами от 1 до 3 км (рис. 2а). При юго-западных ветрах у м. Кийим-Атлама можно наблюдать образование грибовидных течений или цепочку циклонических вихрей, длиною до 8 км (рис. 2а). У южного берега бухты Коктебель образуется циклонический вихрь размерами 1-2 км или выносы взвешенного вещества вдоль берега в юго-западном или северо-восточном направлении в зависимости от ветра, длиной ~ 6 км. Мыс Меганом является одной из самых

выступающих точек на восточном побережье Крыма. С южной его стороны образуются мощные струи или антициклонические вихри, размерами до 15 км. С северной - образуются циклонические вихри и выносы, размеры которых зависят от силы ветра (рис. 2б).

Выводы

В данной работе был проанализирован архив спутниковых данных Landsatc1983 по 2015 гг с высоким пространственным разрешением и MODIS с 2001 по 2015 год. Проведено исследование распространения Азовских вод по акватории Черного моря при различных направлениях ветра. Изучены характерные субмезомасштабные и мелкомасштабные динамические процессы в прибрежной части Крыма, которые влияют на перенос Азовских вод. Основной причиной их возникновения является особенности строения береговой линии, значительное влияние на их динамику оказывает сила и направление ветра.

Исследование субмезомасштабных процессов по данным Landsat выполнено при поддержке гранта РФФИ 16-05-00264А. Изучение распространения Азовских вод по даннымMODIS выполнено при поддержке гранта РФФИ 16-35-60036 мол_а_дк.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1: Азовское море / Ильин Ю.П., Фомин В.В., Дьяков Н.Н., Горбач С.Б.; МЧС и НАН Украины, Морское отделение Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института.- Севастополь, 2009.- с. 400, ил. 149, табл. 56 библ. 217

2. Горячкин Ю. Н., Кондратьев С. И., Лисиченок А. Д. Гидролого-гидрохимические характеристики и динамика вод в керченском проливе в марте 2004 г //Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. – 2005. Т. 12. – С. 108.

3. Щербак С. С., Лаврова О. Ю., Митягина М. И. Возможности спутникового дистанционного зондирования для изучения влияния атмосферных процессов на формирование течений в Керченском проливе //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2007. – Т. 1.№. 4. – С. 376-383.

4. Ломакин П. Д., Чепыженко А. И., Чепыженко А. А. Динамика вод и взвешенного вещества в районе о. тузла (керченский пролив) при устойчивых меридиональных ветрах // гпимо . 201.2. №2.

5. Ломакин П. Д., Спиридонова Е. О., Чепыженко А. И. Чепыженко АА, Особенности поля взвеси в водах Керченского пролива//Морський екологічний журнал . – 2011.

6. Ломакин П. Д. и др. Гидрологические условия и характеристика загрязнения вод Керченского пролива в мае 2005 г. по данным контактных

измерений и спутниковых наблюдений //Исследование Земли из космоса. – 2006. №. 4. С. 27-34.

7. Кушнир В. М., Бердников С. В. Характеристика взвеси в Керченском проливе по данным контактных и дистанционных измерений //Геоінформатика. – 2010. – №. 2. – С. 61-67.

8. Кременчуцкий Д.А., Кубряков А.А., Завьялов П.О., Коновалов Б.В., Станичный С.В., Алескерова А.А. Определение концентрации взвешенного вещества в Черном море по данным спутника MODIS// Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2014.№ 29. С. 1-9.

9. Щербак С. С., Лаврова О. Ю., Митягина М. И. Возможности спутникового дистанционного зондирования для изучения влияния атмосферных процессов на формирование течений в Керченском проливе //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2007. – Т. 1. – №. 4. – С. 376

10. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексныйспутниковый мониторинг морей России: М.: ИКИ РАН. 2011. 480 с.

11. Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. Распространение взвешенного вещества под влиянием штормовых ветров у западного побережья Крыма по оптическим данным высокого разрешения / Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 1. С. 63-71.

12. Алескерова А.А., Кубряков А.А., Станичный С.В., Субмезомасштабные процессы на западном побережье Крыма, Труды конф. 12-я Конференция молодых учёных «Фундаментальные и прикладные космические исследования». 13-15 апреля 2015 г., ИКИ РАН, Москва: сборник трудов / Под редакцией А.М. Садовского. М.: ИКИ РАН, 2015. – С. 5-16.

13. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., Изд-во МГУ, 1982 г., 192 с.

14. Современное состояние береговой зоны Крыма / Под ред. д-ра геогр. наук Ю.Н. Горячкина; Морской гидрофизический институт Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2015. – 252 с., ил. 624 , библ. 30.

A.A. Aleskerova, A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny

THE PROPAGATION OF THE AZOV SEA WATERS IN THE BLACK SEA FROM HIGH RESOLUTION SATELLITE DATA

УДК 551.465.42

О.А. Атаджанова[1,2], А.В. Зимин[1,2], Д.А. Романенков[1], И.Е. Козлов[2]

[1]Санкт- Петербургский филиал института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, г. Москва, Россия
[2] Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт- Петербург, Россия
oksanam07@list.ru

ИССЛЕДОВАНИЕ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ БЕЛОГО, БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В работе приводится сравнительный анализ пространственно-временной изменчивости проявлений вихревых структур, полученных по данным спутниковых радиолокационных наблюдений на акваториях арктических морей: Белого, Баренцева и Карского. На основе статистического анализа выделены районы их постоянных проявлений в каждом из морей, описана изменчивость в ходе теплого сезона. Анализируются общие черты и особенности субмезомасштабной вихревой динамики.

Ключевые слова: субмезомасштабные вихри, радиолокационные изображения, Белое море, Баренцево море, Карское море.

Считается, что один из основных механизмов, формирующих локальную изменчивость гидрофизических полей в приливных арктических морях, связан с образованием вихрей при сдвиговой неустойчивости приливного течения [1]. Так же известно, что субмезомасштабные вихри эффективно переносят свойства и вещество между поверхностью и толщей океана благодаря значительным вертикальным скоростям. Однако в виду своего малого масштаба и непродолжительности жизни они представляют собой один из наименее изученных динамических процессов в океане [2]. Спутниковая океанография позволяет расширить наши знания о субмезомасштабных структурах и их динамике на значительных акваториях [3-5]. В частности, до настоящего времени не было сведений об особенностях пространственной изменчивости характеристик субмезомасштабных вихрей в Баренцевом и Карском морях, а результаты наблюдений в Белом море [6] носили обособленный характер.

Для исследования проявления вихрей на акваториях трех арктических морей использовались 2234 спутниковых снимка (табл.1): 221 радиолокационное изображениедля Белого моря за май-сентябрь 2009-2012 гг. EnvisatASAR, Radarsat -1,2, 1203 РЛИ для Баренцева моря за июнь-октябрь 2007 г. и для Карского моря 900 изображений за июль-октябрь 2007

г. EnvisatASAR. Использование данных именно за эти года связано с достаточно большим покрытием снимками по сравнению с другими годами.

Таблица 1

Количество РЛИ и основные параметры вихревых структур с учетом типа вращения для акватории каждого моря за каждый год

Море, год	Кол-во РЛИ, шт	Количество вихрей, шт			Средний диаметр вихря, км		
		Az	Zn	Итог	Az	Zn	Итог
Белое, 2009	60	4	26	30	7.5	5.5	5.8
Белое, 2010	111	27	90	117	5.7	4.1	4.5
Белое, 2011	37	2	2	4	9.3	4.5	6.9
Белое, 2012	13	5	6	11	1.7	4.2	3.1
Баренцево, 2007	1203	506	1681	2187	4.2	3.4	3.6
Карское, 2007	900	77	1165	1242	2.8	2.3	2.4
Все моря	2234	621	2970	3591	5.2	4	4.4

Количество вихрей в трех морях крайне разнится. В Белом море, по сравнению с Карским и Баренцевым морями, обнаружено наименьшее число вихревых структур за 4 года, и при этом Белое море почти в 10-15 раз меньше по площади [7]. Наибольшее число проявлений вихревых структур 1681 было зарегистрировано в Баренцевом море, среди которых почти 2/3 составляют вихри с циклоническим типом вращения(Zn). Преобладание на акватории циклонических вихрей свойственно и для двух других морей. В Белом море за исследуемый период около 76 % вихрей от 162 имели тип вращения Zn, а в Карском от общего числа 1242 – около 93%.

Анализируя пространственное распределение вихревых структур на акватории (рис.1), видно, что вихревые структуры являются достаточно распространенным явлением и встречаются практическим на всей акватории каждого моря. В Баренцевом море вихри (чаще 18 штук на единицу площади) встречались юго-восточнее о. Медвежий, у восточного берега о. Западный Шпицберген, западнее Земли Франца-Иосифа, между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей. Так же у пролива Маточкин Шар. В Карском море в районе о-вов Уединения и Свердрупа, а также недалеко от западного берега п-ва Ямал и южнее мыса Желания. В Белом море вихри чаще всего (более 4 вихрей на единицу площади) встречались возле Терского Берега, севернее Соловецких островов и в Двинском заливе, не встречались (практически) в Онежском заливе и Горле. Так же практически не встречались вихри в глубоководной части желобов Святой Анны и Новоземельского, в некоторых районах центральной котловины.

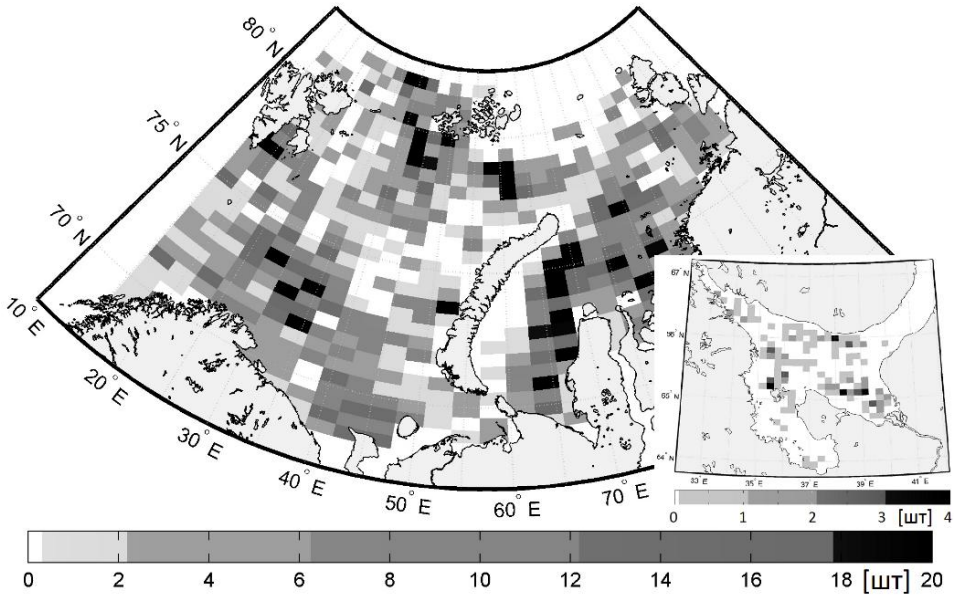
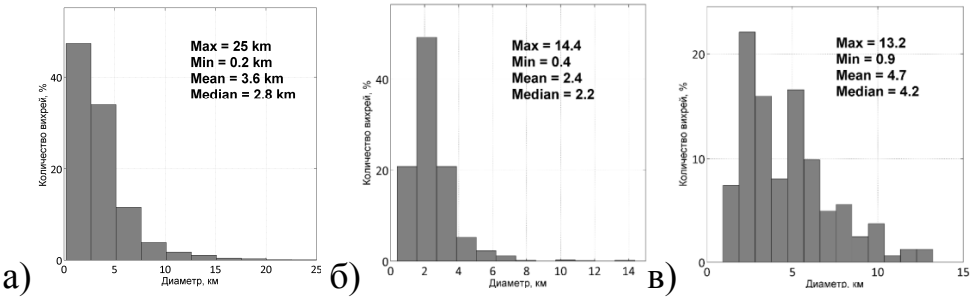


Рис.1 Распределение количества вихревых структур на единицу площади на акватории Баренцева, Карского и Белого (на врезке) морей

Распределение диаметров вихревых структур разниться от моря к морю. Для Баренцева диаметр варьировался от 0.2 до 25 км, в среднем составляя 3.6 км (рис.2а). Размах для Карского моря оказался значительно меньше (0,4-14 км), как и средний размер – 2.4 км (рис.2б). Наибольший средний диаметр был в Белом море – 4.7 км, при этом он колебался от 0.9 до 13.2 км (рис.2в). Но при этом чаще всего во всех трех морях встречались проявления вихревых структур с диаметром около 2 км, и средний размер проявления антициклонических вихрей был больше среднего размера циклонических.



а) б) в)

Рис. 2. Гистограммы диаметров проявлений вихревых структур на акватории Баренцева, Карского и Белого морей

Сравнительный анализ пространственно-временной изменчивости проявления вихревых структур на акваториях Белого, Баренцева и Карского морей показал, что:

- субмезомасштабные вихри являются распространенным явлением на акватории трех морей;

- всего за исследуемый период обнаружено 3591 проявление субмезомасштабных вихревых структур, при этом максимальное и минимальное количество - Баренцевом и Белом морях соответственно;

- чаще всего встречаются вихри с размерами около 2 км, но есть и те, которые достигали 25 км;

- средний диаметр за весь исследуемый период по всем морям составил 4.4 км, минимальный средний диаметр – в Карском море;

- количество зарегистрированных проявления вихрей с циклоническим типом вращения больше, чем с антициклоническим, а вот средний диаметр для циклонических вихрей является меньше.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-04639 а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Б.Х.Глуховского. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 240 с.

2. Lévy, M., Ferrari R., Franks P.J.S., Martin A.P., Rivière P.Bringing physics to life at the submesoscale // Geophys. Res. Lett. – 2012. – V. 39, N L14602. – doi:10.1029/2012GL052756.

3. Лаврова, О.Ю, Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. – М.: ИКИ РАН, 2011. – 480 с.

4. Каримова, С.С. Статистический анализ субмезомасштабных вихрей Балтийского, Черного и Каспийского морей по данным спутниковой радиолокации // Исследование Земли из космоса. – 2012. – N 3. – С.31–47.

5. Родионов А. А., Зимин А. В., Никитин Д. А. Комплексные исследования гидродинамических и гидроакустических явлений в мезо- и субмезомасштабном интервале изменчивости гидрофизических полей в арктических морях (на примере Белого моря)// Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2015. – Т. 8. – № 4. – С.17–23.

6. Атаджанова О.А., Зимин А.В., Козлов И.Е. Статистический анализ субмезомасштабных вихрей Белого моря по радиолокационным изображениям / Тр. XII Всероссийской конф. «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики». – СПб.: Нестор-История, 2014. – С. 215–217.

7. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. – М: МГУ, 1982. – 192 с.

O.A. Atadzhanova, A.V. Zimin, D.A. Romanenkov, I.E. Kozlov

INVESTIGATE OF SUBMESOSCALE EDDIES IN THE WHITE, THE BARENTS, THE KARA SEAS USING SATELLITE DATA

The paper presents a comparative analysis of the spatial and temporal variability of the eddy manifestations obtained from satellite observations for the Arctic seas: the White, the Barents and the Kara seas. It was detected the areas of their frequent registration in each of the seas based on statistical analysis, also described the variability during the warm period. It was analyzed the general features and characteristics of the submesoscale eddy dynamics.

УДК 551.466.6

А.Ю. Базыкина, С.Ф. Доценко

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь, Россия
aleksandrit_stardust@mail.ru

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДЛИННЫХ ВОЛН В БУХТАХ И ЗАЛИВАХ

Исследовано распространение одиночных поверхностных длинных волн в полукруглых бухтах модельной формы. В качестве примера рассмотренФеодосийский залив с нерегулярной береговой чертой. Выявлены зоны наибольшего усиления волнового поля. Экстремальные поднятия уровня жидкости достигаются для волн с относительно малой начальной длиной волны; влияние последней на понижения уровня моря слабо выражено. Исследование представляет интерес для проблемы цунами.

Ключевые слова: поверхностные длинные волны, нелинейные волны, двумерное распространение в бухтах и заливах, экстремальные смещения уровня моря, численные решения.

При входе и последующем распространении волн в бухтах, заливах, районах нерегулярностей рельефа дна и береговой границы бассейна может происходить значительное усиление длинных волн. Это, в частности, относится к волнам типа цунами [1]. Хотя Азовское и Черное моря не являются цунамиопасными, однако их уровень сейсмоактивности не позволяет исключить генерацию здесь при подводных землетрясениях [2] относительно сильных волн цунами.

Рассмотрим бухту переменной глубины с открытым входом (рис.1, *а*). Распространение нелинейных длинных волн с учетом донного трения в двумерном случае описывается системой трех уравнений:

$$u_t + uu_x + vu_y + g\zeta_x = -ku\sqrt{u^2+v^2}\,/(h+\zeta),$$

$$v_t + uv_x + vv_y + g\zeta_y = -kv\sqrt{u^2+v^2}\,/(h+\zeta), \qquad (1)$$

$$\zeta_t + [(h+\zeta)u]_x + [(h+\zeta)v]_y = 0,$$

где$u = u(x,\ y,\ t)$ и $v = v(x,\ y,\ t)$ – осредненные по глубине проекции горизонтальных скоростей на оси x и yсоответственно; t – время, g – ускорение свободного падения;$\zeta = \zeta(x,\ y,\ t)$ – смещение свободной поверхности жидкости;$k = 2{,}6\cdot10^{-3}$– коэффициент донного трения.

В начальный момент времени жидкость в бухте находится в невозмущенном состоянии. За время T через открытую границу (y = 0) в

бухту входит плоская волна. Для ее задания применяются граничные условия:

$$\zeta = a_0 \sin(\pi t / T), v = \sqrt{g/h}\zeta \ (0 \le x \le L, y = 0, \ 0 \le t \le T) . \quad (2)$$

После полного входа волны в бухту $(t = T)$ на жидкой границе задается условие свободного выхода волн:

$$v_t = Cv_y \quad (0 \le x \le L, y = 0, \ t \ge T), \quad (3)$$

где $C = \sqrt{gh(x,0)}$ – локальная скорость распространения длинных волн.

На твердой береговой границе задается условие непротекания жидкости: $u = 0, \ v = 0.$

Численные расчеты выполнялись на сетке Аракавы «*C*» [3] с пространственными шагами $\Delta x = \Delta y = 100$м и шагом по времени $\Delta t = 1$ с.

Рассмотрим распространения нелинейных одиночных длинных волн в мелководной бухте модельной геометрии, ограниченной полукруглой береговой чертой (рис. 1).

Плоская волна входит через открытую границу, ее фронт изгибается, поскольку скорости в средней части волны и на ее концах различны (рис. 1, *б*). У береговой черты наблюдается возникновение двух возвышений (рис. 1, *в*) и расположенных вблизи них впадин (рис. 1, *г*). При отражении волны от берега ее высота может достигать 2 м. Таким образом, первая зона усиления волн (I) находится у береговой черты. Отражаясь от стенок, волна собирается в центре бухты, концентрируя в нем большую часть своей энергии (рис. 1, *д*). Центральная часть бухты является еще одной зоной усиления волн (II). При опускании поверхности жидкости образуется кольцевая волна, максимальная амплитуда которой направлена к выходу, а на месте возвышения (в зоне II) образуется волна понижения (рис. 1, *е*). Впадины, которые распространялись вдоль береговой черты, образуют в зоне I максимальное понижение уровня свободной поверхности жидкости у берега (рис. 1, *ж*, *з*).

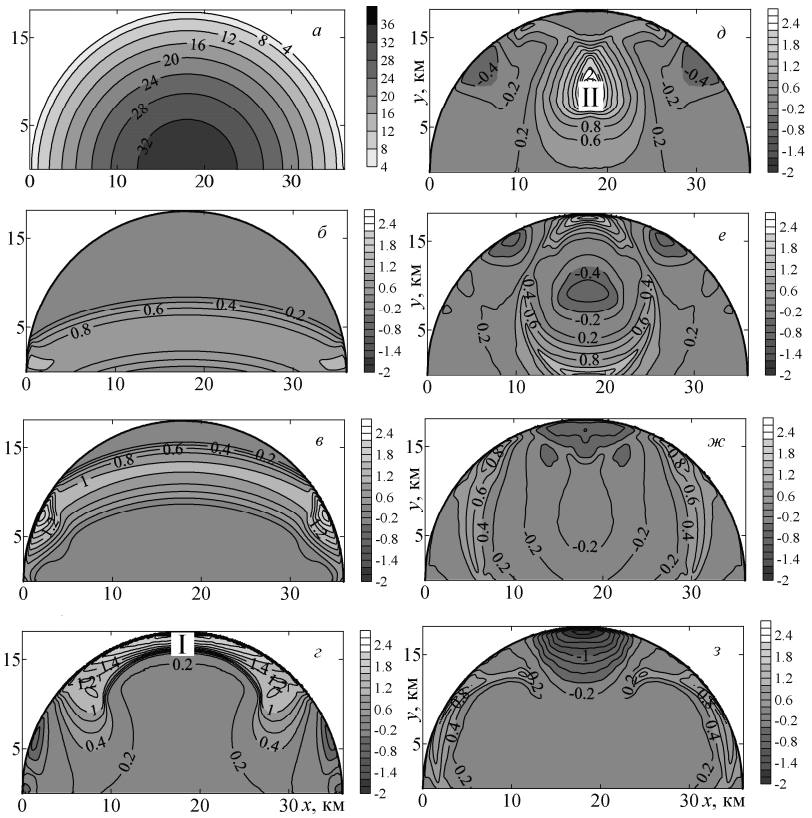


Рис.1: *а* – батиметрия бухты; *б* – *з* – распространение одиночной нелинейной длинной волны в бухте. I и II – зоны наибольшего усиления волн. Начальная высота волны 1м, длина 10 км

На рис. 2 для двух зон наибольшего усиления волн представлены зависимости максимальных поднятий (*а*) и опусканий (*б*) уровня жидкости от длины входящей в бухту волны.

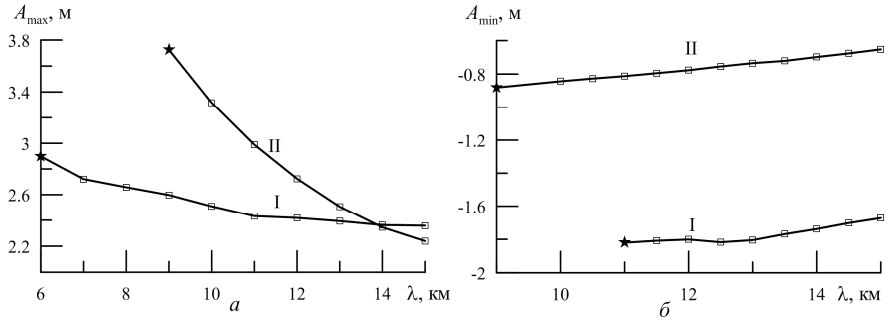


Рис.2: *а*, *б* – зависимости соответственно максимальных возвышений и опусканий уровня жидкости в бухте от начальной длины волны в I и II зонах усиления волн. Звездочка разделяет режимы обрушивающихся (слева от★) и необрушивающихся (справа от★) волн

Рассмотрим распространение нелинейной одиночной длинной волны в Феодосийском заливе. Его батиметрия представлена на рис. 3, *а*. Волна входит в бухту, ее фронт неравномерно изгибается (рис. 3, *б*). У береговой

черты возникает два возвышения (рис. 3, *в*), причем слева волна усиливается значительно из-за выступающего мыса, высота волны достигает свыше 2 м. Это первая зона усиления волн в заливе (I). В дальнейшем особенности распространения волны подобны тем, которые наблюдались в модельной полукруглой бухте. По мере распространения волны ее высота растёт, при отражении от берега усиливается до 3 м (рис. 3, *д*). У береговой черты были отмечены II и III зоны усиления волн. После отражения волна собирается в центральной части залива – IV зоне усиления (рис. 3, *ж*), где возникает еще один максимум, направленный к выходу из залива (рис. 3, *з*).

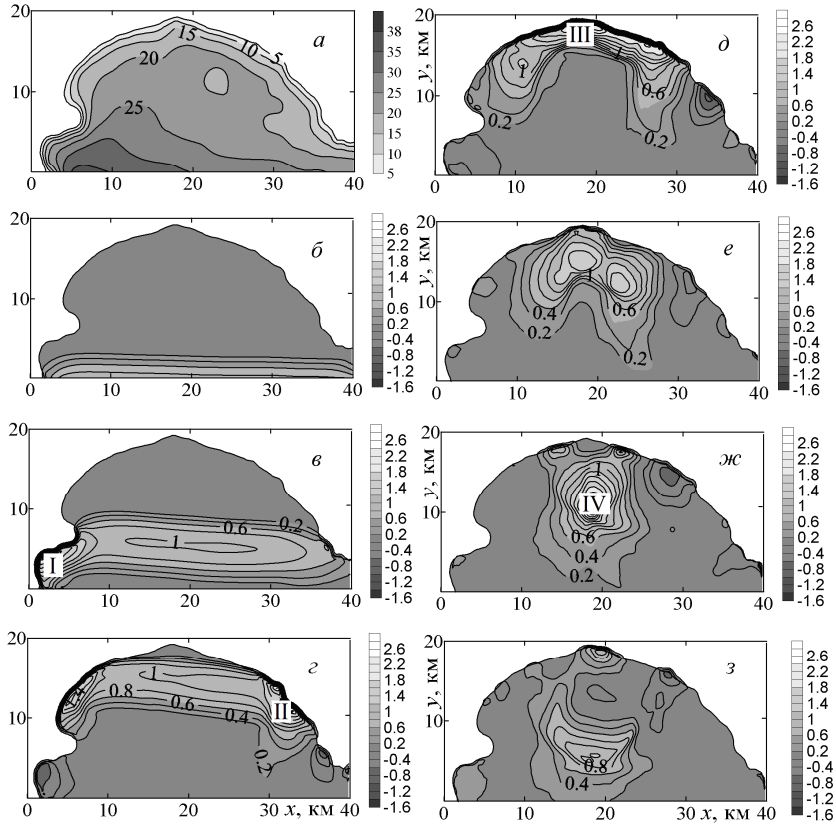


Рис. 3: *а* – батиметрия Феодосийского залива; *б* – *з* распространение нелинейной одиночной длинной волны в заливе. I, II, IIIиIV – зоны наибольшего усиления волн. Начальная высота волны 1м, длина 10 км

Зависимости максимальных поднятий и опусканий уровня жидкости от длины входящей в залив волны представлены на рис. 4. Наиболее опасными оказались зоны I и III, так как в первой зоне опускания уровня максимальные во всем бассейне и достигают – 2 м, а третья зона может усиливать волны до 4 м.

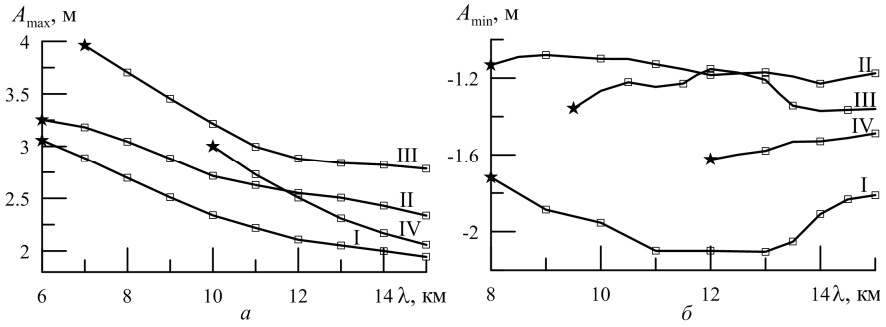


Рис. 4: *а*, *б* – зависимости соответственно максимальных возвышений и опусканий уровня жидкости в бухте от начальной длины волны в I, II, III и IV зонах усиления волн. Звездочка разделяет режимы обрушивающихся (слева от★) и необрушивающихся (справа от★) волн

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кононкова Г.Е., Показеев К.В.* Динамика морских волн. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – 298 с.

2. *Доценко С.Ф., Иванов В.А.* Природные катастрофы Азово-Черноморского региона. – Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ – Гидрофизика”, 2010. – 174 с.

3. *Вольцингер Н.Е., Клеванный К.А., Пелиновский Е.Н.* Длинноволновая динамика прибрежной зоны. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 271 с.

A.Yu. Bazykina, S. F. Dotsenko

NUMERICAL SIMULATION OF SURFACE WAVES PROPAGATION IN THE BAYS AND GULFS

The propagation of single surface long waves in a semicircular model bay is researched. As an example the Feodosia Gulf with an irregular coastline is reviewed. Zones of the most amplification of the wave field are found. Extreme rise of the liquid level is achieved for the waves with a relatively small initial wavelength; the influence of the last is expressed weakly on the lowering sea level. Researchisinterestfortsunamiproblem.

УДК 551.46.09

О.М. Владимирова

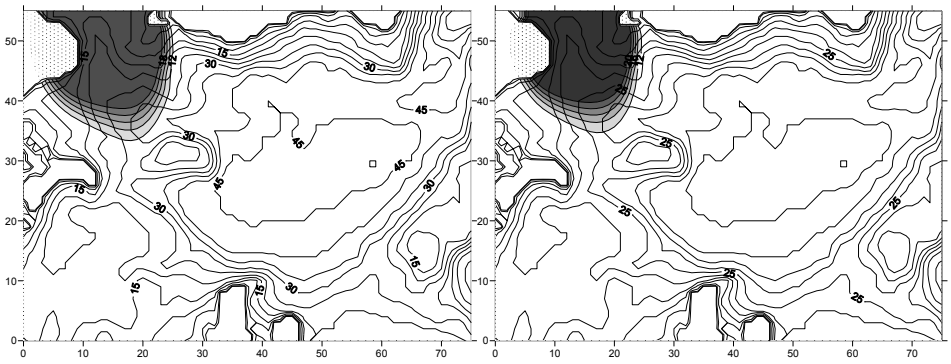
Российский государственный гидрометеорологический университет, г.Санкт-Петербург
rshu@rshu.ru

РОЛЬ БАРОКЛИННЫХ ТЕЧЕНИЙ В РАСПРОСТРАНЕНИИ ПРИДОННЫХ СЕВЕРОМОРСКИХ ВОД В АРКОНСКОМ БАССЕЙНЕ

Представлена математическая модель формирования соленых придонных вод в Арконском бассейне при затоке в период нагона североморской воды. Модель включает систему нестационарных гидростатических уравнений, уравнение неразрывности, уравнение переноса соли и уравнение состояние. Моделируется приток соленой воды через пролив Зунд путем задания на границе с проливом периодического изменения расхода с периодом изменения 10 суток и солености воды 20‰ при начальной солености воды в Арконском бассейне 10%. Результаты расчетов показали важную рольбароклинных течений в формировании придонных соленых вод в Арконском бассейне в период нагонного затока североморской воды.

Ключевые слова: Арконский бассейн, Балтийское море, придонная вода, плотностной поток, бароклинные течения, численная модель.

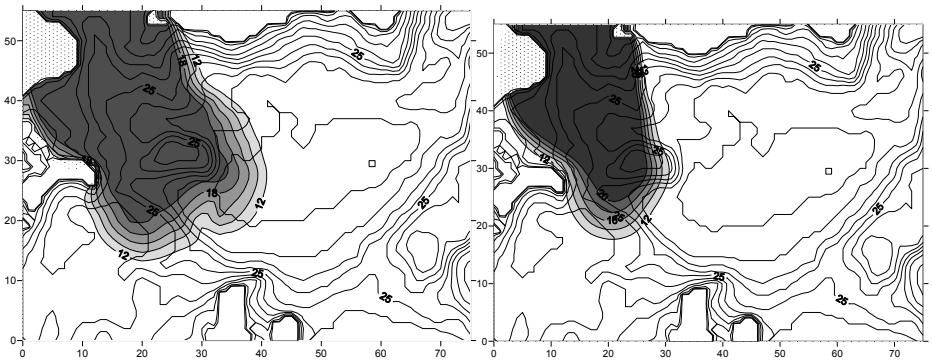
Из-за медленного изменения расходов на границе характер распределения скоростей течений не меняется. Меняется лишь их величина. При изменении направления скоростей течений на противоположное скорости течений в области также меняли свое направление. Через двое суток под влиянием стоковых и бароклинных течений происходит продвижение придонных соленых вод в направлении стоковых течений (рис.2а). Распределение придонной солености на этот же момент времени, полученный без учета бороклинных течений (рис.2б) практически не отличается от предыдущего. Это говорит о том, что в начальный период затока соленых вод из пролива их распространение в области происходит в основном под влиянием стоковых течений. Влияние бароклинных течений на данном этапе незначительно. Это объясняется тем, что на незначителном расстоянии от пролива стоковые течения сохраняют значительную величину и превышают бароклинные течения.



(а) (б)

Рис. 1. Расределение придонной солености через2 суток, рассчитанные с учетом бароклинных течений (а) и без их учета (б)

С течением времени соленые придонные воды, удаляясь от пролива, попадают в область с меньшими скоростями стоковых течений. Это повышает относительную роль баролинных течений в переносе приднных соленых вод. Так, при сопоставлении распределений придонной солености, плученных с учетом бароклинных течений (рис. 2а) и без их учета (рис. 2б) на момент окончания затока через границу, соответствующий пятым суткам, можно отметить, что в первом случае размер области придонных солеых вод заметно больше.

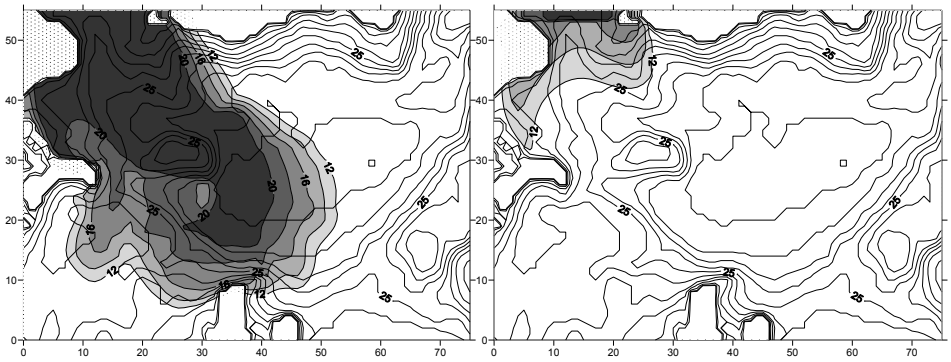


(а) (б)

Рис. 2. Расределение придонной солености через5 суток, рассчитанные с учетм бароклинных течений (а) и без их учета (б)

При смене направления стоковых течений вначале их скорость остается незначительной. Однако к моменту 7.5 суток она достигает максимальных значений. Несмотря на изменение направления стоковых течений в этот период, продолжается распространение придонных вод вглубь области. По результатам расчетов, выполненных без учета бароклинных течений для данного периода, отмечается вынос соленых вод. Это подтверждает усиление роли бароклинных течений на процесс распространения придонных вод на этапе общего баротропного стока воды из Арконы.

На завершающем этапе периода стока область распространения придонных соленых вод не только не уменьшается, а даже возрастает (рис.3а). В то же время при расчете солености без учета бароклинных течений придонная соленая вода по завершению периода стока практически полностью выносится. (рис.3б). Сохранившийся небольшой участок соленой воды около пролива обусловлен, вероятно, влиянием горизонтальной диффузии.То, что в период возвратных стоковых течений придонные соленые воды не уходят со стоковыми течениями, объясняется тем, что по завершению затока придонные воды распрсотараняются в область относительно слабых стоковых течений. Кроме этого накопление придонных вод и увеличение толщины придонного слоя приводит к возрастанию бароклинных течений, способствующих дальнейшему переносу соленых вод вглубь области.



(а) (б)

Рис. 3. Распределения придонной солености через 10 суток, рассчитанные с учетом бароклинных течений (а) и без их учета (б)

По результатам представленных результатов моделирования распространения придонной воды можно сделать следующие выводы о роли бароклинных течений в данном процессе. В окрестности пролива, где отмечаются максимальные стоковые течения, перенос соленых вод при затоке определяется в основном стоковыми течениями. В течение периода затока при удалении придонных вод от пролива происходит распространение придонных вод в центральную часть Арконского бассейна, где величина стоковых течений уменьшается. Это, а также увеличение толщины придонного слоя, связанное с накоплением соленых вод, приводит к возрастанию бароклинных течений относительно стоковых. Поэтому при смене знака стоковых течений не только не происходит уменьшения размера области придонных вод, но даже отмечается ее некоторое увеличение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Журбас В.М., Пака В.Т.* Интрузионное расслоение галоклина в Готландском бассейне, обусловленное большим затоком североморских вод в Балтику в январе 1993 г. //Изв. РАН ФАО – 1997-, Т. 33. - №4. - С.549-551.

2. *Царев В.А*. Теория и расчеты распространения придонных вод в море. - Л.:. РГГМУ. – . 2001- 60с.

3. *Подрезова Н.А., Царев В.А*. Эффекты негидростатичности в формировании распределения давления в окрестности плотностной линзы// Ученые записки РГГМУ-, 2013-, №29. - С. 131-137.

4. *Kouts T, OmstedtA*. Deepwater exchange in the Baltic proper. Tellus. - 1993-V.45A.- P.311-324.

5. *Lehmann A., Myrberg K., Getzlaff K.* Salinity dynamics of the Baltic sea // Baltic Earth Newsletter – 2013. – №1,- P. 3-5.

6. *Stigebrandt A.* Computations of the flow of dense water into the Baltic Sea from hydrographical measurements in the Arkona Basin.//Tellus.- 1987-. V.39A,- P.170-177.

7. *Feistel R., Nausch G., Matthaus W., Hagen E*., , Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003// Oceanologia,- 2003 - 45 (4),- P.623–642.

УДК 551.465.45

УДК 551.465

Н.Х. Динь

Российский государственный гидрометеорологический университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
huyspb@gmail.com

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННЫХ СОЛЕНЫХ ВОД В БОРНХОЛЬМСКОМ БАССЕЙНЕ

Представлена нестационарная трехмерная гидростатическая модель распространения придонных соленых вод в Борнхольмский бассейн. Обсуждаются результаты расчетов распространения в Борнхольмском бассейне поступающих через Борнхольмский пролив придонных вод. Показана непротиворечивость результатов расчетов с доступными данными наблюдений.

Ключевые слова: математическое моделирование, придонные соленые воды, Борнхольмский бассейн.

Введение Распространение североморских вод в Борнхольмском бассейне является одним из звеньев в цепи серии котловин, которые североморская вода преодолевает на пути к центральной части Балтийского моря. В котловинах происходит значит трансформация придонной воды и ее распреснение. От степени распреснения североморской воды зависит ее поведение в центральных районах Балтики. В частности, при сохранении высоких значений солености североморская вода способна обеспечить обновление глубинных вод и насыщение котловин кислородом. В противном случае она распространяется в промежуточных горизонтах, не имея возможности обеспечить вентиляцию вод в глубоководных участках моря[1-3]. Не смотря на важность процессов трансформации североморской воды в котловинах моря, до настоящего времени отсутствую надежные методы их расчетов [4-5]. В работе представлен опыт использования гидростатической модели для моделирования данного процесса.

Основные уравнения. Для расчетов затока и распространения придонной соленой воды использовалась нестационарная трехмерная модель, включающая уравнения движения и неразрывности для осредненных по глубине скоростей течения для расчета возмущения уровня

$$\frac{\partial u_m}{\partial t} - fv_m = -g\frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0 H}\int_0^H \left(\int_0^{z'} \frac{\partial \rho}{\partial y}\, dz\right) dz - \frac{c\rho_0\sqrt{\left(u_m^2+v_m^2\right)}}{H}v + k_l\left(\frac{\partial^2 u_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_m}{\partial^2 y}\right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial v_m}{\partial t} + fu_m = -g\frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0 H}\int_0^H \left(\int_0^{z'} \frac{\partial \rho}{\partial y}\, dz\right) dz - \frac{c\rho_0\sqrt{\left(u_m^2+v_m^2\right)}}{H}v + k_l\left(\frac{\partial^2 v_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_m}{\partial^2 y}\right), \quad (2)$$

$$\frac{\partial(u_m H)}{\partial x} + \frac{\partial(v_m H)}{\partial y} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t}; \quad (3)$$

трехмерные нестационарные гидростатические уравнения движения и уравнение неразрывности для расчета трехмерных полей трех составляющих скоростей течений

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g\frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0}\int_0^z \left(\frac{\partial \rho}{\partial x}\right) dz + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial u}{\partial z}\right), \quad (4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g\frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0}\int_0^z \left(\frac{\partial \rho}{\partial y}\right) dz + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial v}{\partial z}\right), \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (6)$$

уравнение переноса соли

$$\frac{\partial s}{\partial t} + u\frac{\partial s}{\partial x} + v\frac{\partial s}{\partial y} + w\frac{\partial s}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial s}{\partial z}\right); \quad (7)$$

уравнение состояния, учитывающее влияние на плотность воды лишь солености

$$s = F(s), \quad (8)$$

где u_m, v_m –осредненные по глубине моря составляющие скоростей течений; ζ - возмущение уровня моря, H – глубина моря; ρ, ρ_0 - плотность и стандартная плотность воды соответственно; g – ускорение силы тяжести, f – параметр Кориолиса; u, v, w – составляющие скоростей течений по осям x, y и z соответственно; s – соленость воды; k_z , k_l – коэффициенты вертикальных турбулентных вязкости и диффузии; c – коэффициент придонного трения.

В качестве граничных условий для полного потока на твердых и жидких границах задавалось условие непротекание. Таким образом, пренебрегалось баротропными переносами через жидкие границы, а также считалось, что поток придонной соленой воды компенсируется противоположно направленными баротропным потоком. Для горизонтальных составляющих скоростей течений у дна использовалось условие прилипания, на поверхности моря – отсутствие касательного напряжения трения. На жидкой границе, соответствующей положению Борнхольмского пролива задавалось характерное распределение солености. В качестве начальных условий задавались нулевое значение возмущения уровня моря, осредненных по глубине составляющих скоростей течений, Задача решалась на прямоугольной сеточной области размером по горизонтали 110x80 расчетных узлов и 40 узлов по вертикали (рис. 1). Шаг по горизонтали составлял 1 км, по вертикали – 1/39 от глубины моря. Использовалось процедура «спрямление дна».

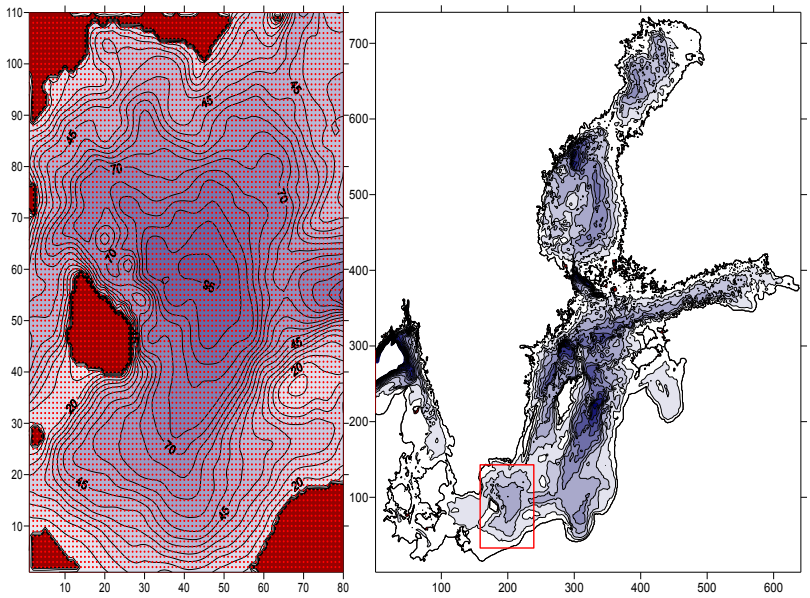
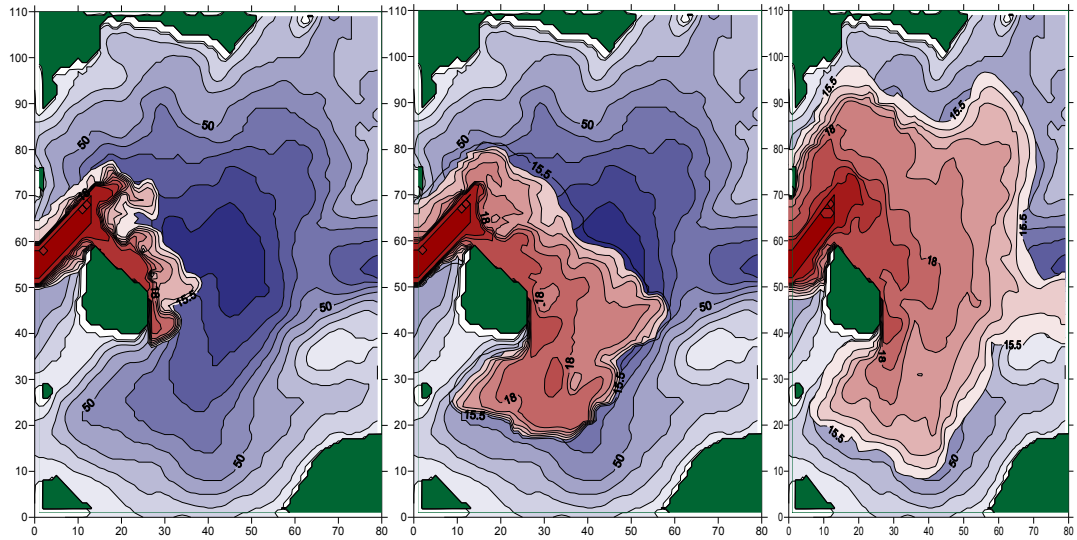


Рис. 1. Расчетная область (а) и ее расположение (б)

Результаты расчетов. Рассчитывался процесс распространение поступающей из Борнхольмского пролива придонной соленой воды на период 200 суток. По результатам расчетов придонная плотностная вода распространяется вдоль Борнхольмского пролива в виде узкого поток, концентрируясь у правого по направлению движения склона дна пролива. Скорость течения в потоке меняется в пределах от 10 до 20 см $с^{-1}$. Толщина придонного слоя составляет около 10 м. На участке прохождения пролива соленость, а также ширина потока меняются слабо (рис. 2а). После выхода из пролива поток поворачивает вправо и движется вдоль изобат, огибая с восточной стороны о.Борнхольм. Из-за большей нерегулярности глубин на данном участке кроме основной струи, направленной преимущественно вдоль изобат, выделяются более слабые ответвления от основного потока, направленные в сторону увеличения глубин. Это приводит к увеличению ширины потока, а также к заметному уменьшению придонной солености воды, которая уменьшается от 20 до 16‰ . С течением времени кроме основного движения вдоль изобат, все в большей степени начинает проявляться перенос вдоль наклона дна. В результате на 50 сутки поток существенно расширяется в сторону максимальных глубин (рис. 2б). Все более заметно увеличение ширины потока по длине потока. Из-за уменьшения солености и наклона дна отмечается уменьшение скорости переноса придонной воды. На 200–е сутки придонная вода заполняет основную площадь глубоководной части Борнхолмской котловины. Сформировавшиеся бароклинные течения имеют циклонический характер. Величина скоростей течений зависит от солености придонной воды и наклона дна и ограничивается 20 см $с^{-1}$. Имеет место наклон изопикн в

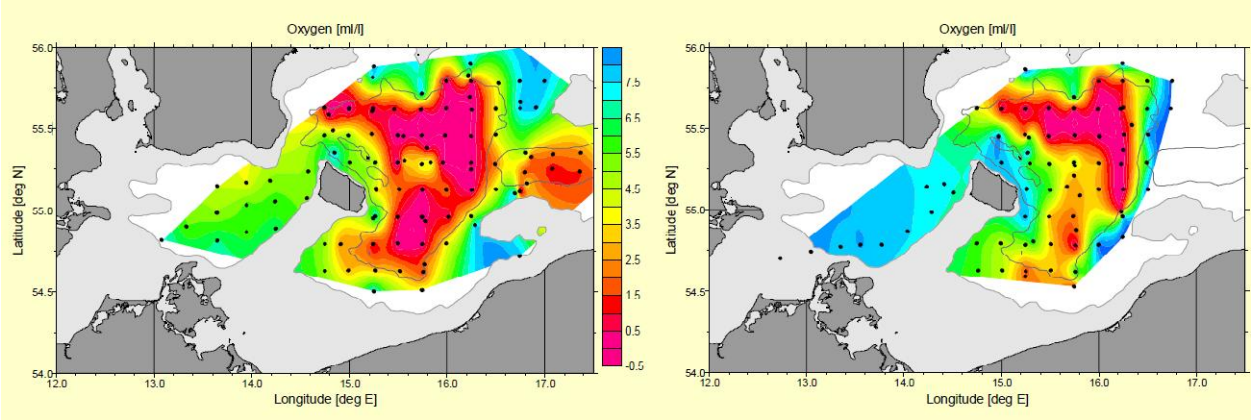
сторону наибольших глубин, что вызывает экмановский перенос соленых вод к центру котловины и постепенного увеличения здесь толщины слоя придонной воды.



(а) (б) (в)

Рис. 2. Распределение солености придонной воды, рассчитанные на 20 (а), 50 (б) и 200 (в) сутки от начала расчетов

Для оценки достоверности результатов расчетов проведено их сравнения с данными изменения содержания кислорода, происходящее в процессе заполнения Борнхольма североморской богатой кислородом водой. (рис. 3). Из рис. 3а видно, что до начала распространения в Борнхольм богатых кислородом соленых вод в бассейне сохранялась вода с низким содержанием кислорода. Красный цвет соответствует малому содержанию кислорода. На рис. 3б показано распределение содержания кислорода, соответствующее периоду поступления в котловину североморской воды. Из рис. 3б видно, что вначале происходит повышение содержания кислорода на участке, расположенном непосредственно к востоку от о.Борнхольм. Это говорит о том, что придонная вода при выходе из пролива вначале перемещается в виде относительно узкого потока к востоку от о. Борнхольм, что соответствует полученным нами результатам, представленным на рис. 2а.



Ноябрь 2002 г Январь 2003 г.

Рис. 3. Изменение содержания растворенного кислорода(мл/л) в период затока в Борнхольмский бассейн

Заключение. Представленная модель распространения и трансформации придонных соленых вод в Борнхольмском бассейне воспроизводит основные особенности моделируемого процесса. Доступные натурные данные не противоречат результатам расчетов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kouts T, Omstedt A.* Deepwater exchange in the Baltic proper // Tellus.-1993. – V.45A.- P.311-324.

2. *Omstedt, A.* Modelling the Baltic Sea as thirteen sub-basines with vertical resolution // Tellus. – 1990. - V.42A. - P.286-301.

3. *Feistel R., Nausch G., Matth W., Hagen E.* Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring // Ocealologia,- 2003. - 45 (4). – 2003. - P. 623–642.

4. *О.М.Владимирова, С.В.Лукьянов, Н.А.Подрезова, В.А.Царев* Особенности распространения придонных вод в центральной части Балтийского моря // Ученые записки РГГМУ – 2014. - №35. - С. 31-41.

5. *Царев В.А.* Теория и расчеты распространения придонных вод в море. СПб.:Изд. РГГМУ, 2001. – 60 с.

Dinh Ngoc Huy

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, Russia

MODELING OF BOTTOM SALINITY WATER SPREADINIG IN THE BORNHOLM BASIN

Presented not stationary three-dimensional hydrostatic model of bottom salty water spreading into the Bornholm basin. It is discussed the calculations results of bottom water spreading in the Bornholm basin after its inflow through the Bornholm strait. It is shown the consistency of the calculations with the available observational data.

Keywords: mathematical modeling, near-bottom water salinity, Bornholm basin.

УДК 551.465.4

С.Г. Демышев, Н.А. Евстигнеева

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь, Россия
naevstigneeva@yandex.ru

АНАЛИЗ ПОЛЕЙ ТЕЧЕНИЙ И ТЕРМОХАЛИННЫХ ПОЛЕЙ В РАЙОНЕ ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА В ОСЕННИЙ ПЕРИОД НА ОСНОВЕ РАСЧЕТА С ВЫСОКИМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

На основе гидродинамической модели, разработанной в Морском гидрофизическом институте (МГИ), с учетом реального атмосферного воздействия рассчитаны поля течений, температуры, солености в осенний период в прибрежной зоне Южного берега Крыма. При расчете использовалось высокое разрешение (350 м по горизонтали и 38 горизонтов по вертикали) и учитывалось более детальное представление рельефа дна сразрешением ~500 м. Полученымезо- и субмезомасштабные особенности циркуляции, которые ранее не наблюдались, либо были слабо заметны в других экспериментах. На основе анализа энергетических характеристик предложены возможные физические механизмы их формирования.

Ключевые слова: численное моделирование, прибрежная зона, высокое пространственное разрешение, гидрофизические поля, энергетические потоки, мезомасштабная и субмезомасштабная изменчивость.

Качественные характеристики термохалинной структуры и динамики вод прибрежной зоны Черного моря на крупных и синоптических масштабах известны достаточно подробно [1–3], однако пространственно-временная изменчивость гидрофизических полей на шельфе на масштабах 1–10 км и 1–100 час остается недостаточно изученной. В результате анализа спутниковых наблюдений и гидрологических измерений в зоне Южного берега Крыма обнаруженымезо- и субмезомасштабные прибрежные вихревые образования, струи, зоны апвеллинга [2, 4].

Исследованию этих особенностей прибрежной циркуляции посвящена настоящая работа, в которой для воспроизведения гидрофизических полей используется гидродинамическая модель, разработанная в Морском гидрофизическом институте [5] и адаптированная к условиям прибрежной зоны [6]. Численный расчет проводился для октября 2006 года с учетом реального атмосферного воздействия и уточненного рельефа дна, полученного с помощью эхолотных промеров и оцифровкой навигационных карт [2]. На основе конечно-разностных аналогов уравнений изменения

кинетической и потенциальной энергии рассчитываются энергетические характеристики циркуляции.

Численный эксперимент проводились с разрешением 350 м по горизонтали. Шаг по времени 10 с. Общее время интегрирования уравнений модели – 1 месяц (с 1 по 31 октября 2006 г.). Скорости течений, температура и соленость рассчитывались для 38 горизонтов: 1; 3; 5; 7; 10; 13; 16; 20; 25; 30; 36; 42; 48; 55; 65; 80; 95; 120; 150; 200; 300; .. .; 2000 м. Вертикальная компонента скорости вычислялась для промежуточных горизонтов.

Система уравнений модели в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды в форме Громеки-Лэмба, краевые условия на поверхности, на дне и на твердых боковых стенках описаны в работе [5]. Приведенный уровень моря ζ рассчитывался из дискретного аналога уравнения неразрывности с учетом задания скоростей на открытых границах. Для построения начальных полей *u, v,* ζ*, T* и *S* были использованы поля, рассчитанные по модели для всего моря с шагом 1.64 км для 1 октября 2006 г. [7]. Для задания граничных условий на трех жидких границах были выбраны условия смешанного типа, описанные в [6], с применением данных [7].

Для коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии по горизонтали выбраны значения $\nu_H = 35 \cdot 10^4 см^2/с,\ \kappa_H = 35 \cdot 10^4 см^2/с.$ Коэффициенты турбулентного обмена импульсом и диффузии по вертикали рассчитывались с аппроксимацией Филандера–Пакановского. На поверхности моря каждые сутки задавались поля тангенциального напряжения трения ветра, потоки тепла, осадки и испарение, предоставленные отделом морских прогнозов МГИ и линейно интерполированные на расчетную сетку.

По результатам эксперимента в течение расчетного периода наблюдалась циклоническая завихренность в полях течений и между береговой линией и Основным Черноморским течением (ОЧТ) формировались и развивались антициклонические вихри различных масштабов. В период с 4 по 6 октября, с 13 по 16 октября (рис. 1) и 25 по 27 октября 2006 г. получены круговороты с антициклоническим знаком завихренности вблизи г. Ялта, перемещающиеся по направлению движения ОЧТ. Их диаметр достигал 30 км, глубина, до которой наблюдались вихри, – 95 м, максимальные значения скорости течений внутри вихря составляли 15 – 20 см/с на верхнем горизонте.

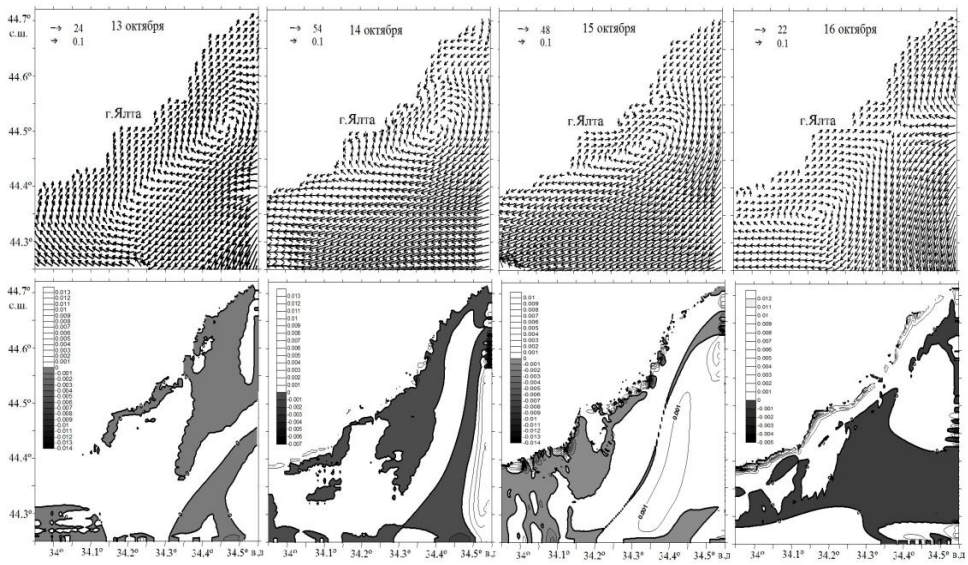


Рис. 1. Поля скорости течений (см/с) и поля работы силы плавучести $\Pi \leftrightarrow E$ (эрг/с) на горизонте 5 м для 13, 14, 15 и 16 октября 2006 г.

На рис.1 представлены поля модельных течений, полученных 13–17 октября 2006 г. (изображается каждая четвертая стрелка), и энергетические потоки $\Pi \leftrightarrow E = gw\rho$ (работа силы плавучести) на горизонте 5 м.

Для анализа процессов неустойчивости, как возможного механизма формирования вихрей в прибрежной зоне, анализировалась работа силы плавучести. Как известно, те области, где она отрицательна и, как следствие, происходит переход из кинетической энергии в потенциальную, могут быть зонами бароклинной неустойчивости ОЧТ. Из анализа полей, представленных на рис. 1, видно, что вихри вблизи г. Ялты находились в зонах отрицательных величин $\Pi \leftrightarrow E$. Существование полученных вихрей не противоречило спутниковым наблюдениям за поверхностной температурой NOAA (разрешение 1 км).

В полях течений в районе п. Симеиз (западная часть области) генерировались мезомасштабные антициклонические образования с радиусами ~8 км в слое воды 1–65м, отмеченные по данным наблюдений. В верхнем слое воды также были восстановленыантициклонические вихри с диаметром ~8 км в Ялтинском заливе и антициклонические вихри с диаметром ~10 км в восточной части области. Эти структуры малых размеров расположены в непосредственной близости от береговой черты и отличались непродолжительными временами жизни. В качестве примера приведем рис. 2, на котором представлены поля течений3 октября на горизонте 10 м, 9 октября на горизонте 65 м, 20 октября на горизонте 1 м

(изображается каждая вторая стрелка), на которых отчетливо прослеживаются указанные элементы циркуляции.

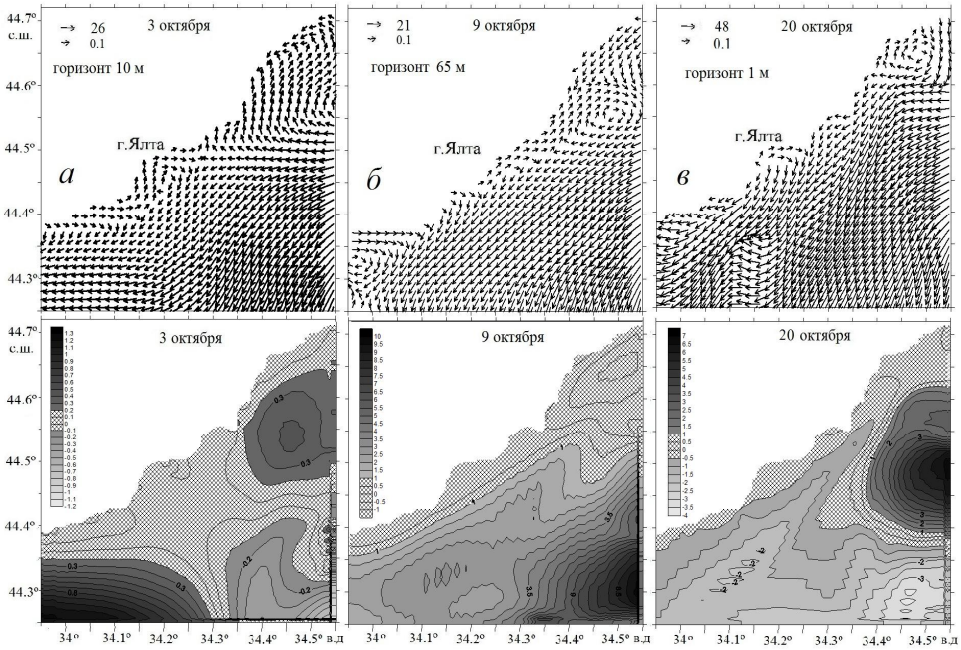


Рис. 2. Поля течений (см/с), рассчитанные 3 октября на горизонте 10 м (а), 9 октября на горизонте 65 м (а), 20 октября на горизонте 1 м (в) и поля $\tau \to E$ (эрг/с) на поверхности для 3, 9 и 20 октября 2006 г.

Как известно, при действии слабых ветров преобладающим механизмом формирования мезо- и субмезомасштабных особенностей циркуляции в верхнем слое моря является обтекание ОЧТ береговой линии и неоднородностей рельефа дна. На рис. 2 представлены пространственные распределения слагаемого $\tau \to E = u_0 \tau^x + v_0 \tau^y$, определяющего вклад кинетической энергии от ветра. Отметим, что вихри в Ялтинском заливе, в западной и восточной части сформировались в зонах, соответствующих минимальным значениям $\tau \to E$ (обозначены штриховкой).

Перейдем к анализу полей температуры и солености, полученных в эксперименте. В рассматриваемый период времени происходило охлаждение поверхностных вод, которое быстрее всего охватывало районы, для которых максимальная глубина не превышает 100 м. Минимальные значения температуры в течение месяца уменьшились от 17 до 12 °С (наблюдались вдоль западного побережья). Максимальные значения в течение месяца уменьшились от 20 до 17 °С (достигались у восточной и южной открытых границ). На рис. 3 приведены поля температуры и солености, рассчитанные 4, 8, 14 и 20 октября 2006 г. на верхнем горизонте.

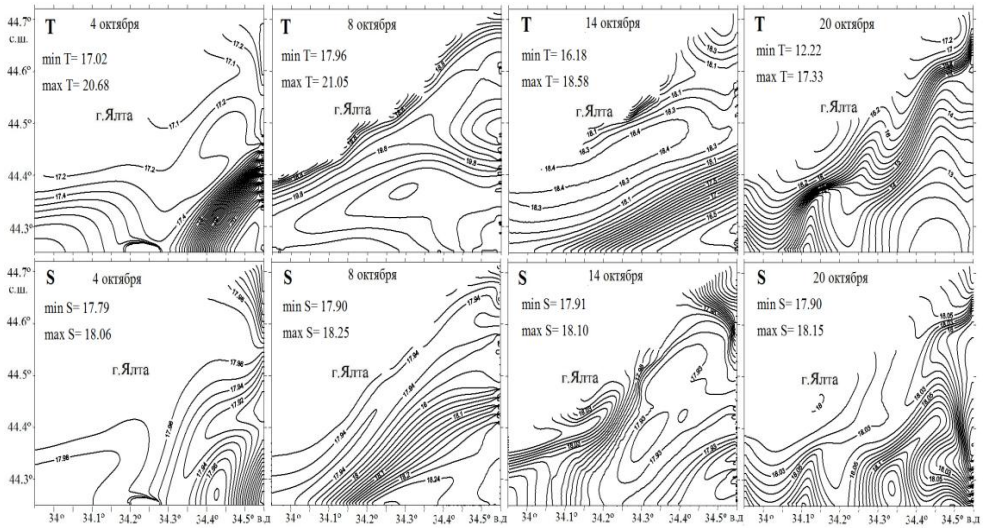


Рис. 3. Поля температуры (ºС) и солености (‰), рассчитанные на верхнем горизонте 4, 8, 14 и 20 октября 2006 г.

4 октября температура поверхностного слоя в центральной части области и вдоль побережья составляла изменялась от 17.1 до 17.4 ºС, у юго-восточной границы увеличивалась до 20,8 ºС. В центральной части области у открытой границы втекала вода с температурой более 18 ºС. Отметим также в поле температуры в восточной части области характерную структуру, соответствующую вихревому образованию. Соленость поверхностного слоя воды вдоль побережья и в центральной части области изменялась от 17.95 до 18‰, у восточной границы уменьшалась до 17.8‰.

8 октября более теплые воды с температурой >20ºС располагались в центральной части полигона, воды с более низкой температурой (<19ºС) – вдоль побережья. Значения солености увеличивались от побережья к глубоководной части от 17.92 до 18.25‰.

14 октября в максимальное значение не превышало 18.5 ºС (достигалось в центральной части области), у юго-восточной границы в область втекали воды с более низкой температурой (менее 17 ºС). Отметим характерную структуру в термохалинных полях, ограниченную изотермой 18.3 ºС (изохалиной 17.93 ‰), соответствующую вихревому образованию на рис. 1.

20 октября в термохалинных полях сформировались пограничные слои, разделяющие воды с более теплой (менее соленой) и более холодной соленой водой, траектория движения вод интенсивного течения (рис. 2в) соответствовала изотерме 15 ºС (изохалине 18.03 ‰.). Максимальное значение температуры 17.2 ºС достигалось на востоке в области, соответствующей вихревому образованию, восстановленному на рис. 2в. У восточной границы в область втекали воды с более низкой температурой (менее 15 ºС) и более низкой соленостью (менее 18 ‰).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-05423 А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блатов А.С., Иванов В.А.* Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря. – Киев: Наукова думка, 1992. – 244 с.

2. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. – Севастополь: НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика", 2011. – 212 с.

3. *Иванов В. А., Дулов В.А.* Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экспериментальном подспутниковом полигоне. – ЭКОСИ-Гидрофизика Севастополь, 2014. – С. 517.

4. *Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Ратнер Ю.Б.* Система мониторинга гидрофизических полей Черного моря в квазиоперативном режиме // Системы контроля окружающей среды. – 2006. – С. 150–158

5. *Демышев С.Г., Коротаев Г.К.* Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана на сетке С// Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – М.: ИВМ РАН, 1992. – С.163–231.

6. *Демышев С.Г., Евстигнеева Н.А.* Анализ гидрофизических полей на северо-западном шельфе Черного моря // Океанология. – 2013. – Том 53, № 5. – С. 585–595.

7. *Дымова О.А.* Численный анализ динамики и энергетики мезомасштабных особенностей циркуляции Черного моря: Дис. к.ф.-м. н.: 04.00.22. – Севастополь, 2014. – 151 с.

S.G.Demyshev, N.A.Evstigneeva

ANALYSIS OF FIELDS OF CURRENTS AND THERMOHALINE FIELDS IN THE SOUTHERN COAST OF CRIMEA IN AUTUMN PERIOD ON THE BASIS OF NUMERICAL CALCULATION WITH HIGH SPATIAL RESOLUTION

On the basis of hydrodynamic model developed in Marine hydrophysical institute, fields of currents, temperature, salinity were calculated in autumn period in the coastal zone of the Southern coast of Crimea with real atmospheric forcing data. A high-spatial resolution (horizontal resolution 350×350 m and vertical resolution 38 horizons) and detailed bathymetry with resolution ~500 m was used in the calculations.Meso- and submezoscale structures in hydrophysical fields, that have not been observed, or were slightly visible in previous experiments, were obtained. On the basis of analysis of energy characteristics possible physical mechanisms of formation were suggested.

УДК 551.465

Д.Н. Елкин, А.Г. Зацепин

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия
dmelkin@mail.ru

ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ НА ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Проведено лабораторное исследование механизма образования вихрей на шельфе в результате сдвиговой неустойчивости, при обтекании течением препятствия в виде мыса с крутым обводом, и при пространственно-неоднородном ветровом воздействии. Эксперименты проводились на вращающейся платформе в цилиндрическом или квадратном бассейне, заполненном жидкостью. Установлены условия вихреобразования. Полученные результаты успешно сопоставлены с данными натурных наблюдений, полученными в экспедициях 2009-2011 в прибрежной зоне г. Геленджика.

Ключевые слова: Черное море, суб-мезомасштабные вихри, лабораторное моделирование.

В практику экологического мониторинга прибрежной (шельфовой) зоны северо-восточной части Черного моря, в недавнем прошлом был внедрен новый инструментально-методический подход, обеспечивающий высокое пространственно-временное разрешение в измерении поля течений. Важным результатом использования этого подхода явилось частое обнаружение субмезомасштабных (с диаметром 2-10 км) интенсивных вихрей, как циклонического, так и антициклонического знака вращения. По-видимому, эти вихри играют важную роль в кросшельфовом водообмене и в диссипации энергии крупномасштабных течений. Существуют три возможных механизма вихреобразования.

Первый механизм - сдвиговая неустойчивость вдольберегового течения: при северо-западном вдольбереговом течении (Основное Черноморское течение) на шельфе доминируют антициклонические вихри, а при юго-восточном направлении (антициклонические мезамасштабные вихри) на шельфе циклонические вихри. Эксперименты проводились в цилиндрическом бассейне с радиусом 30 см или 27 см, и толщиной водного слоя 6 см, расположенном на вращающейся платформе. Период вращения платформы составлял 5 или 10 с (параметр Кориолиса f=2.5 или 1.25 $с^{-1}$, соответственно). Для создания сдвигового течения вблизи стенки бассейна в его центральной части параллельно дну размещался диск радиусом 24 см. Диск приводился в дифференциальное вращение относительно бассейна с помощью мотора постоянного тока с регулируемой скоростью вращения.

При вращении диска в направлении вращения платформы над ним формировалось циклоническое течение, а вблизи стенки – область горизонтального антициклонического сдвига скорости. При вращении диска в направлении противоположном вращению платформы нал ним формировалось антициклоническое течение, а вблизи стенки – область горизонтального циклонического сдвига. Частота вращения диска от опыта к опыту изменялась в достаточно широких пределах, для того, чтобы исследовать закономерности вихреобразования не только в зависимости от знака, но и от величины сдвига скорости.

Второй механизм – периодическое образование вихрей за мысами вследствие отрыва потока, при наличии интенсивного прибрежного течения. Эксперименты проводились в том же цилиндрическом бассейне, где эксперименты со сдвиговой неустойчивостью. Бассейн был заполнен однородной жидкостью, толщиной около 5 см. К стенке бассейна приделали препятствие в виде мыса с крутым обводом, и толщиной 5 см. В начале каждого эксперимента, жидкость в бассейне раскручивали до состояния твердотельного вращения. Для создания течения, частоту вращения платформы Ω_1 уменьшали до Ω_2. В результате сформировалось циклоническое течение со скоростью$V_{max}=(\Omega_1-\Omega_2)R_0$. Это течение затухало со временем за счет трения жидкости об дно. Однако времени было достаточно, чтобы наблюдать периодическое вихреобразование.

Третий механизм – пространственно-неоднородное ветровое воздействие. Прибрежная зона Черного моря окружена холмами или горными массивами, в которых имеются долины. Ветер, направленный с берега на море в долинах более сильный и, распространяется над морем в виде воздушных струй, проникающих на значительное расстояние от берега (10 км и более). Наличие долинных ветровых струй, разделяемых областями с более слабыми ветрами, приводит к возникновению вихрей в прибрежной зоне моря. Было проведено две серии опытов в бассейнах разной формы и размера. Опыты первой серии проводились в цилиндрическом бассейнедиаметром 60 см и высотой 8 см, заполненном водой и расположенном на вращающейся платформе. Использовалась как однородная по плотности вода, так и двухслойная по солености и плотности. Для создания стратификации в бассейн изначально наливался слой воды толщиной 5 см с соленостью 20 ‰. Затем, когда нижний слой был раскручен до состояния твердотельного вращения с угловой частотой Ω, поверх этого слоя из дополнительного источника, аккуратно заливался слой пресной воды толщиной 2 см. Это позволяло минимизировать перемешивание между слоями. Возле стенки бассейна по кругу располагались четыре воздуходувки, три из которых располагались под углом к радиусу бассейна и использовались для генерации прибрежного кольцевого течения. Четвертая

воздуходувка была направлена по радиусу к центру бассейна и использовалась для создания нормальной к берегу воздушной струи. Другая серия опытов была проведена в квадратном бассейнешириной 70 см с той же высотой. В этой серии опытов нормально к одной из стенок бассейна устанавливались 2 воздуходувки на расстоянии *L*друг от друга, которое изменялось от опыта к опыту (*L* = 20, 30 и 40 см) Для того, чтобы уменьшить влияние противоположной стенки на результаты опытов, приблизительно треть поверхности воды вблизи нее закрывалась пластинкой оргстекла. Для сравнения с результатами предыдущей серии, некоторые опыты проводились с одной воздуходувкой расположенной посередине задней стенки. Опыты проводились без вращения платформы, и с вращением платформы с периодами 15, 10 или 5 с (параметр Кориолиса $f=2\Omega=0.8$, 1.25 или 2.5 $с^{-1}$ соответственно). Скорость ветра v на расстоянии 5 см от сопла менялась в диапазоне от 2 до 8 м/с. При этом на расстоянии 15 см от сопла менялась от 1 до 5 м/с. При этом скорость индуцированного ветром течения *U* менялась в диапазоне от 2 до 10 см/с. Каждый опыт регистрировался с помощью видеокамеры, расположенной на вращающейся платформе сверху.

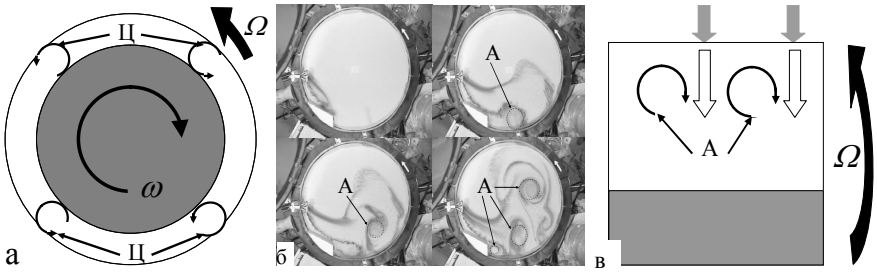


Рис. 1: а) Схема лабораторной установки по исследованию вихреобразования вследствие сдвиговой неустойчивости**.** (вид сверху); б) Кадры изэксперимента по исследованию вихреобразования за препятствием; в) Схема лабораторной установки по исследованию вихреобразования вследствие пространственно-неоднородного ветрового воздействия. А – Антициклоническиевихри; Ц – Циклоническиевихри

Результаты экспериментов по исследованию вихреобразования вследствие сдвиговой неустойчивости. В опытах, где вдольбереговое течение было циклоническим, а сдвиг скорости между берегом и стрежнем течения – антициклоническим, антициклонические пристеночные вихри формировались только при относительно небольших значениях сдвига скорости течения, когда $-0.5>Ro_s>-1.5$, где $Ro_s=-\omega R_1/fd$ – число Россби, $d=R_1-R_0$ – ширина зазора между диском и стенкой бассейна. При больших значениях сдвига скорости, когда $Ro_s<-1.5$ течение в зазоре между краем диска и стенкой бассейна было хаотически турбулентным, когерентных вихревых структур не наблюдалось. В опытах, где течение было

антициклоническим, а сдвиг – циклоническим, пристеночные вихри формировались при значениях сдвига скорости $0.5<Ro_s<5$ (Рис. 1а). Результат соответствует с результатами теоретического анализа сдвиговой неустойчивости во вращающейся жидкости. При $Ro_s>5$ течение в зазоре между краем диска и стенкой бассейна было турбулентным. С увеличением числа Россби, количество вихрей уменьшается, а размер увеличивается (Рис. 2а). Эти вихри образовывали цепочку и располагались примерно на одинаковом расстоянии друг от друга. Они двигались вдоль стенки бассейна в направлении вращения диска, но со скоростью меньшей, чем линейная скорость вращения его края [1]. Следует также отметить, что цепочки субмезомасштабных циклонических вихрей в прибрежной области мезомасштабных антициклонических вихрей в северо-восточной части Черного моря неоднократно наблюдались на спутниковых снимках MERIS-Envisat (Рис. 2б).

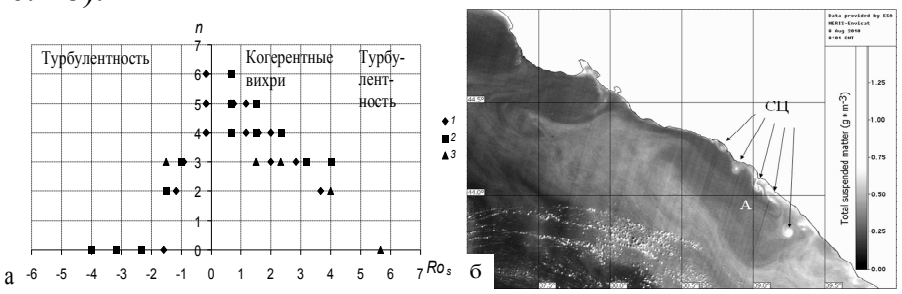


Рис. 2: а) Диаграмма режимов вдольберегового течения в зависимости от значения Ro_s, как для циклонического, так и для антициклонического сдвига скорости. *1 – f*= 2.5 c^{-1}, *d*= 6 см; *2 – f*= 1.25 c^{-1}, *d*= 6 см; *3– f*= 2.5 c^{-1}, *d*= 3 см. По оси ординат отложено число *n* – количество наблюдавшихся вихрей. б) Субмезомасштабные циклоны (СЦ) на периферии мезомасштабного антициклона (А) в северо-восточной части Черного моря (спутниковый снимок MERIS-Envisat, 8 августа 2010 г., концентрация взвешенного вещества).

Результаты экспериментов по исследованию вихреобразования за препятствием. Антициклонические вихри периодически формировались за препятствием только в случае затухающего циклонического течения. После формирования вихрь двигался вниз по течению, и направлялся в центр бассейна, и на месте его образования формировался новый вихрь. В течении времени затухания формировались 3-4 вихря (Рис. 1б) [2]. Безразмерная частота вихреобразования – число Струхаля, $St=D/VT$ (*D* – толщина препятствия, *V*– значение прибрежной скорости течения, *T*– период вихреобразования). На Рис. 3а представлена зависимость числа Струхаля для лабораторных экспериментов и наблюдений Черного моря в прибрежной зоне г. Геленджика. Субмезомасштабные антициклонические вихри за м. Идокопас в прибрежной области северо-восточной части Черного моря

неоднократно наблюдались на спутниковых снимках MERIS-Envisat (Рис. 3б).

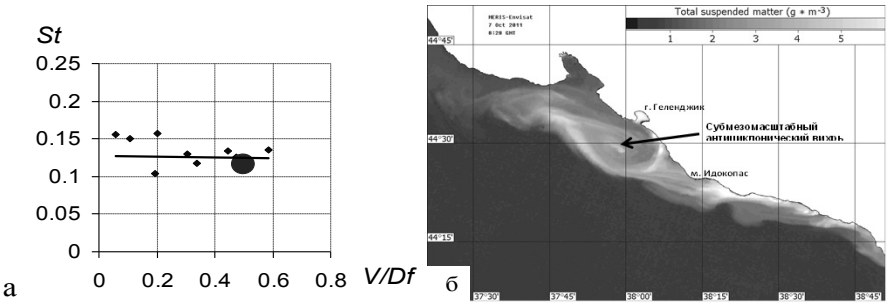


Рис. 3: а) Зависимость безразмерной частоты вихреобразования (число Струхаля) за препятствием в случае затухания циклонического вдольберегового течения от *V/Df*. кружок - наблюдения в Черном море; точки - лабораторные эксперименты; линия - линия тренда. б) Субмезомасштабный антициклонический вихрь за мысом Идокопас 07.10.2011, 07:52. Спутниковый снимок MERIS-Envisat, концентрация взвешенного вещества

Результаты экспериментов по исследованию вихреобразования вследствие пространственно-неоднородного ветрового воздействия. В отсутствии вращения платформы, воздействие одиночной воздушной струи на изначально покоящуюся жидкость приводило к формированию симметричной дипольной вихревой структуры в водной среде. При наличии вращения платформы воздушная струя также порождала в жидкости между ними дипольную вихревую структуру. Но эта структура была асимметричной: в области с антициклонической завихренностью формировался компактный антициклонический вихрь.При значении$U/f<0.3R$, ядро вихря имело радиус $R_e=U/f$, где R – радиус бассейна. При значении $U/f>0.3R$, $R_e=0.3R$.В циклонической части диполя компактных вихрей не наблюдалось. При наличии интенсивного прибрежного кольцевого течения во вращающейся жидкости, воздействие воздушной струи не приводило к вихреобразованию. Однако при угасании этого течениядлительное воздействие воздушной струи все же приводило к формированию дипольной вихревой структуры. При этом формировался примерно такой же компактный вихрь, как и без прибрежного течения. В экспериментах с двухслойной жидкостью (с вращением или без вращения) наблюдались те же течения, какие в экспериментах с однородной жидкостью, но в однородной жидкости течения быстрее затухали, чем в двухслойной жидкости. В квадратном бассейне, при наличии двух воздуходувок, безразмерный параметр расстояния между воздуходувками Lf/U варьировался в диапазоне от 1 до 100. Если $Lf/U\leq5$, то компактные вихри не наблюдаются. Если $Lf/U>5$, то наблюдаются компактные вихри, радиус которых $R_e=U/f$. В

области с циклонической завихренностью компактных вихрей не наблюдалось (Рис. 1в) [3]. Обнаруженная асимметрия в образовании циклонических и антициклонических вихрей при воздействии одной, или нескольких воздушных струй на вращающуюся жидкость имеет определенные натурные подтверждения, однако для более определенных выводов о реализации данного механизма в реальных морских условиях необходимы дальнейшие целенаправленные наблюдения.

Работа выполнялась в рамках соглашения № 14.604.21.0044 с Минобрнауки РФ, Программы 23 РАН, проекта РНФ 14-17-00382, а также грантов РФФИ № 13-05-41450 и 14-05-00159.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Елкин Д.Н., Зацепин А.Г.* Лабораторное исследование механизма сдвиговой неустойчивости морского вдольберегового течения // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. с. 614-621.

2. *Елкин Д.Н., Зацепин А.Г.* Лабораторное исследование механизма периодического вихреобразования за мысами в прибрежной зоне моря // Океанология. 2013. Т. 53. № 1. с. 29 -41.

3. *Elkin D.N., Zatsein A.G., Kremenetskiy V.V., Nizov S.S.* Laboratory Study of the Generation Mechanism of Coastal Eddies in the Black Sea due to the Spatially Non-Uniform Wind Impact // Fluxes and structures in fluids. Selected Conference Papers. 2010. P. 117–121.

УДК 551.465

А. А. Иванова, В. С. Архипкин

Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова, г.Москва
lapoul@gmail.com

СТЕРИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ БАРЕНЦЕВА МОРЯ ЗА ПЕРИОД 1901-2010 ГГ.

В работе исследуются стерические колебания уровня Баренцева моря за период 110 лет. Для расчета использовались данные из базы данных WorldOceanDatabase 2013. Оценивается вклад отдельных составляющих стерического уровня: термической и соленостной. Рассчитана скорость изменения положения уровня за разные периоды времени и проведено ее сравнение со средней скоростью подъема уровня океана в Северной Атлантике.

Ключевые слова: уровень моря, стерические колебания, Баренцево море.

Введение. Моря Северного Ледовитого океана представляют особый интерес с точки зрения изучения долгопериодных колебаний уровня океана, ведь в этом регионе наиболее ярко проявляются последствия изменения глобального климата Земли. Дворкин Е. Н. на основании данных по уровню за 1949-1987 гг. по 54 полярным станциям, расположенным на побережье и островах четырех сибирских морей, получил среднюю скорость подъема уровня 0.71 мм/год [1]. В работе Воробьева В. Н. с соавторами [2] оценка линейного тренда уровня моря по шести морям Северного Ледовитого океана основывается на данных 52 станций с рядами длительностью от 36 до 50 лет, за период с 1946 по 1995 г. Средняя скорость изменения среднегодового уровня по всем морям около 1.3 мм/год, а для Баренцева моря – всего 0.2 мм/год. По данным другого исследования за период 1954-1989 гг. уровень моря в российском секторе Арктики в среднем повышался со скоростью примерно 1.23 мм/год, а с поправкой на гляциоизостатическое поднятие это значение примерно 1.85 мм/год [3]. Основной фактор, ответственный за изменение уровня, - это стерический эффект (его вклад порядка 35%). Скорость повышения уровня моря в Арктике за счет расширения океана – 0.64 мм/год, а для Баренцева моря это 0.08 мм/год.

Данные. В данной работе использованы данные реальных измерений из WorldOceanDatabase 2013. В массив, по которому производились расчеты, вошли станции, удовлетворяющие следующим критериям:

- расположение в пределах квадратного полигона 70-75° с.ш. и 30-35° в.д. (рис. 1);
- период измерений – лето (с 1 июня по 31 августа каждого года);

- на горизонтах этих станций производились измерения одновременно температуры и солености.

Указанный полигон и период проведения измерений выбраны исходя из наибольшей обеспеченности данными, кроме того, это позволило включить в анализ результаты многократно повторенных наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» (33°30’ в.д. от Кольского залива на север до 75° с.ш.), выполняемых с 1900 г. [4]. Общее число отобранных станций более 6000. Всего были проанализированы данные за 84 года, а на годы, когда измерения не проводились, полученные результаты были проинтерполированы. Расчеты стерического уровня и его температурной и соленостной составляющих проводились по реальным измерениям на 11 горизонтах (0, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 350 дцб). Для каждого горизонта все данные измерений температуры и солености, полученные на этой глубине за летний сезон каждого года, осреднялись, далее рассчитывался уровень моря относительно реперного года, им выбран 1901 г.

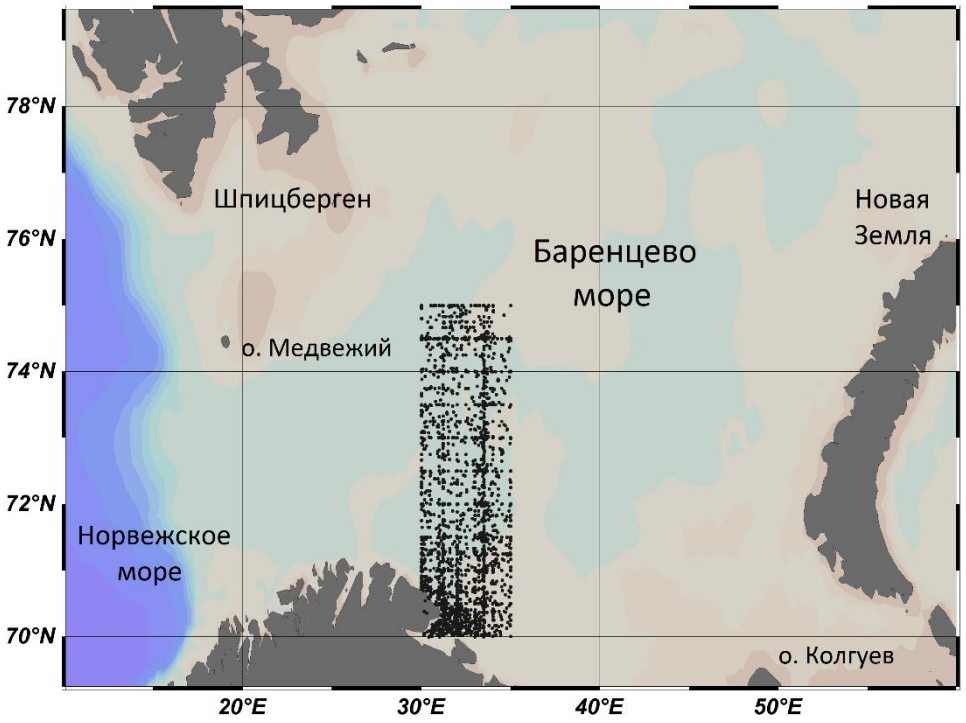


Рис. 1. Район проведения измерений и станции, по которым производился расчет

Метод расчета. Расчет стерического изменения уровня океана, а также термической и соленостной его составляющих был произведен в соответствии с описанием, приведенным в [5].

Стерическое отклонение уровня Δz определяется выражением

$$\Delta z = \frac{1}{g}\int_{P_H}^{P_0} (v(S,T,p) - v(\overline{S},\overline{T},p))dp = \frac{1}{g}\int_{P_H}^{P_0} \Delta v_{STp}\, dp, \qquad (1)$$

где $v(S, T, p)$ и $v(\overline{S}, \overline{T}, p)$ – реальное и отсчетное значения удельного объема,H – глубина, до которой проникают сезонные изменения.

Для оценки вклада температуры и солености в стерические колебания уровня разложим $\Delta v_{STp} = v(S,T,p) - v(\overline{S}, \overline{T}, p)$ в ряд Тейлора с точностью до членов первого порядка малости:

$$\Delta v_{STp} = \frac{\partial \upsilon}{\partial T} \Big|_{\overline{S},\overline{T}} \Delta T + \frac{\partial \upsilon}{\partial S} \Big|_{\overline{S},\overline{T}} \Delta S, \qquad (2)$$

где $\Delta T = T - \overline{T}$ и $\Delta S = S - \overline{S}$ – разности реальных и отсчетных значений температуры и солености. Подставляя (2) в (1), получим

$$\Delta z_v = \Delta z_T + \Delta z_S = \frac{1}{g} \int_{P_H}^{P_0} (v \cdot \alpha)_{\overline{S},\overline{T}} \cdot \Delta T \cdot dp - \frac{1}{g} \int_{P_H}^{P_0} (v \cdot \beta)_{\overline{S},\overline{T}} \cdot \Delta S \cdot dp \qquad ,(3)$$

где α– коэффициент термического расширения, β– коэффициент соленостного сжатия.

Результаты. Полученные значения превышения уровня моря над уровнем 1901 г., а также вклад термической и соленостной составляющих показаны на рис. 2.

Основные выводы на основании проведенного расчета таковы:

1. рост уровня за счет стерического расширенияпорядка 7 см по сравнению с уровнем 1901 г.;
2. вклад температуры преобладает - в среднем около 68%. При этом в период с 1950 по 1975 подъем стерического уровня происходил за счет солености, особеннов 1950-1960 гг. (температурная составляющая оставалась приблизительно на одном и том же уровне);
3. скорость подъема уровня: средняя за 110 лет – порядка 0.6 мм/год; наиболее быстрый рост наблюдался в 1950-е и 2000-ые гг. - порядка 2 мм/год.

Было проведено сравнение полученных результатов с данными по изменению стерического уровня океана в Северной Атлантике, где стерические колебания рассчитывались аналогичным способом [6]. Временная протяженность тех расчетов – 45 лет (с 1955 по 2000 гг.). Чтобы получить сведения о процессах, протекающих как в верхних, так и в более глубоких слоях океана, расчеты стерического уровня и его составляющих производились для двух вариантов: 0-1500 м и 0-3000 м. Распределение скорости изменения стерического уровня в слое 0-1500 м характеризуется постепенным изменением ее значения от –0.2 см/год на северо-востоке до 0.6 см/год на юго-востоке исследуемой акватории. Для случая 0-3000 м аналогичный интервал несколько шире: от -0.3 см/год до 1.0 см/год. Преобладающими в обоих случаях являются значения 0.1-0.4 см/год. Таким образом, сравнивая эти значения со значениями скорости изменения уровня Баренцева моря, можно сделать вывод, что в среднем уровень Баренцева моря повышается медленнее уровня океана в Северной Атлантике (0.6

мм/год против 1-4 мм/год для Северной Атлантики), однако в некоторые периоды времени скорость подъема уровня в двух регионах сопоставима (в 1950-ых и 2000-ых гг. уровень Баренцева моря повышался со скоростью порядка 2 мм/год).

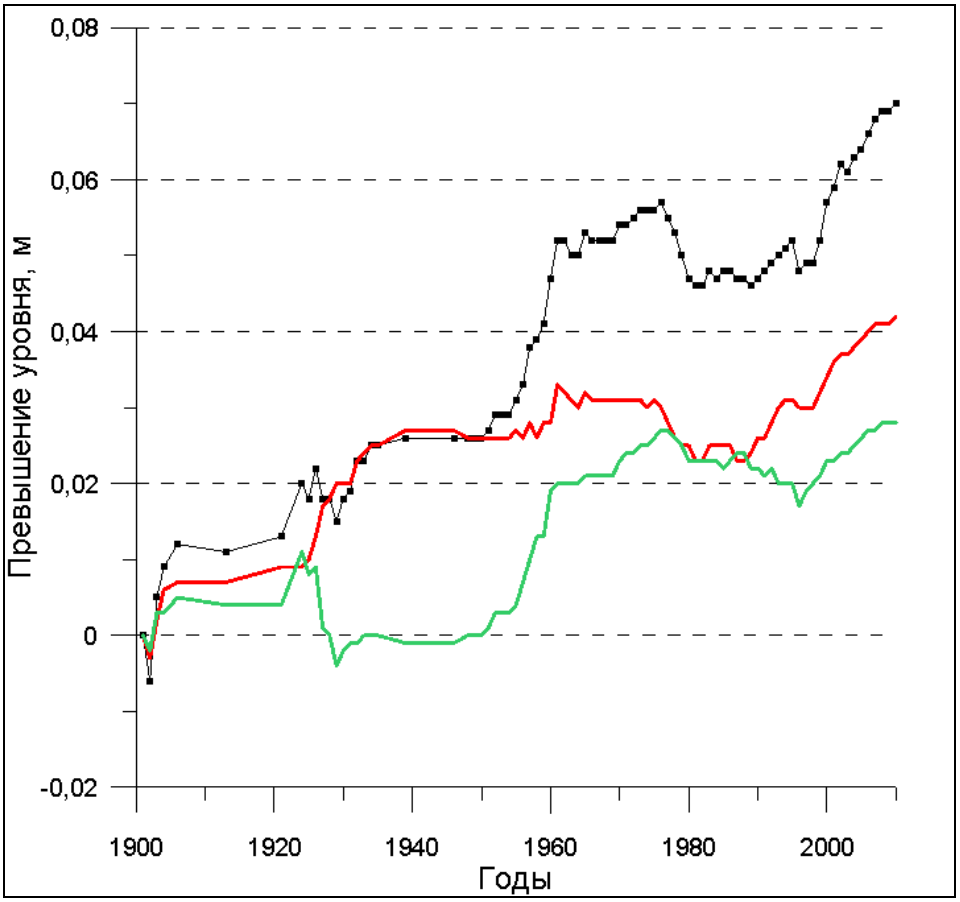


Рис. 2. Стерические колебания уровня Баренцева моря в 1901-2010 гг. Черная линия - суммарное превышение уровня, черные квадраты - годы с доступными измерениями, красная линия - изменение за счет температуры, зеленая - за счет солености

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (РНФ) грант № 14-50-00095 и гранта РФФИ № 15-05-05986.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дворкин Е. Н.* Возможные изменения уровня арктических морей // В кн.: Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. - СПб:Гидрометеоиздат. – 1991. – С. 150-159.

2. *Воробьев В. Н., Кочанов С. Ю., Смирнов Н. П.* Сезонные и многолетние колебания уровня морей Северного Ледовитого океана. – СПб: изд-во РГГМУ, 2000. – 114 с.

3. *Proshutinsky, A., I. M. Ashik, E. N. Dvorkin, S. Hakkinen, R. A. Krishfield, and W. R. Peltier.* Secular sea level change in the Russian sector of the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research. – 2004. – Vol. 109. – 1-19 pp.

4. *Зубов Н.Н.* Средние температуры гидрологических разрезов по Кольскому меридиану и ледовитость Баренцева моря // Записки по гидрографии. – 1930. – Т.59. – С.66-71.

5. *Архипкин В.С., Добролюбов С.А.* Океанология. Физические свойства морской воды: Учебное пособие. -М.: МАКС Пресс, 2005. - 216 с.

6. *Архипкин В., Щербак С.* Современные тенденции изменения стерического уровня в Северной Атлантике // Vestnik Moskovskogo Universiteta, Seriya Geografiya. — 2007. — № 6. — С. 25–30.

A. A. Ivanova, V. S. Arkhipkin

STERIC OCSILLATIONS OF THE BARENTS SEA LEVEL IN 1901-2010

This paper is focused on the steric sea level oscillations in the Barents Sea over the period of 110 years. For the calculation we used data from the World Ocean Database 2013. The contribution of the steric level components such as water temperature and salinity is estimated. Steric sea level changes' rate for different time periods was calculated and then compared with an average rate of sea level rise in the North Atlantic.

Keywords: sea level rise, steric effects, the Barents Sea.

УДК 551.465.1

М.Н. Кауркин[1,2,3] , Р.А. Ибраев[1,2,3]

[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва
[2]Институт вычислительной математики РАН, г. Москва
[3]Гидрометцентр России, г. Москва
sherema@yandex.ru

РАЗРАБОТКА ТЕХНОЛОГИИ УСВОЕНИЯ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ОСНОВЕ АНСАМБЛЕВЫХ ФИЛЬТРОВ КАЛМАНА В МОДЕЛЬ ОКЕАНА СВЕРХВЫСОКОГО ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ

Разработана программная реализация параллельного алгоритма ассимиляции данных наблюдений на основе метода ансамблевых фильтров Калмана (EnKF) в модель Мирового океана сверхвысокого пространственного разрешения (0.1 градуса по вертикали) на основе собственного программный комплекс совместного моделированияCMF v3.0 и технологии PGAS. Данная система проходит тестирование для региона Северной Атлантики с использованием данных о температуре и солёности с буев ARGO.

Ключевые слова: климат, усвоение данных наблюдений, ансамблевый фильтр Калмана.

Модель Мирового океана и постановка эксперимента

В ИО РАН и ИВМ РАН разработана глобальная модель динамики океана, эффективно работающая с горизонтальным разрешением 1/10° и 49 уровнями по вертикали (Модель ИВМ-ИО 1/10º×1/10º×49). Модель реализует полную систему уравнений трёхмерной динамики океана в приближениях Буссинеска и гидростатики, аппроксимированную методом конечных объёмов на сетке типа B с z-координатной сеткой по вертикали. Описание баротропной динамики выполняется с помощью двумерной системы уравнений мелкой воды, аппроксимированной по быстрой схеме с перекрытиями (Калмыков, Ибраев, 2013а). Процессы турбулентного перемешивания, обмена с пограничным слоем атмосферы и динамики льда параметризованы с помощью соответствующих моделей, реализованных самостоятельно или полученных от сторонних разработчиков. Поверхность раздела воздух-вода – свободная, с явным описанием потоков воды, тепла, соли и импульса. Анализ результатов, полученных в расчётах по протоколу CORE-Iи Core-II, показал хорошие перспективы модели для предсказания детальной динамики течений океана и возможность с высокой точностью воспроизводить широкий спектр динамических океанских процессов [1], [2], [3].

Для решения задачи усвоения данных наблюдений и, как следствие, повышения качества прогноза для данной модели, работающей в таком высоком пространственном разрешении, нужен эффективный параллельный алгоритм ассимиляции данных. В работе приводится пример реализации таких алгоритмом на основе ансамблевых фильтров Калмана и метода оптимальной интерполяции в виде сервисов каплера совместного моделирования.

Сервис усвоения данных DAS

Система усвоения данных на базе ансамблевых фильтрах Калмана (далее EnKF) реализована в качестве сервиса **DAS-EnKF** (Data Assimilation System) в рамках новой версии каплера CMF 3.0 [4]. Наряду с EnKF вCMF 3.0 портирована система усвоения данных основанная на методе оптимальной интерполяции (сервис **DAS-OI**) для включениявозможности сравнения двух методов [5] и возможности использования вычислительно более дешёвой оптимальной интерполяции.

Основные уравнения методов OI и EnKF[6] следующие:

$$x_a = x_b + K(y_{obs} - H x_b)$$

$$K = BH^T (HBH^T + R)^{-1}$$

Здесь $\mathbf{x_a}$, $\mathbf{x_b}$- векторы модельной величины после и до усвоения (в английской литературе:analysis and background) размера N(количество точек модельной сетки ~ 10^8 , для Океана с разрешением 0.1 градуса), **y** - вектор наблюдений размера M (~ 10^3, количество точек наблюдения), **K(**NxM)- весовая матрица (Kalman gain matrix)**,** **R**(MxM, диагональная) **-** ковариационная матрица ошибок наблюдений и **H(**MxN) - матрица проектирования поля модели в пространство наблюдений, **B** — матрица, аппроксимирующая ковариационную матрицу состояния модели.

В методе оптимальной интерполяции **(OI)** элементы матрицы **B** будут задаваться функцией от расстояния между точками сетки.

$$B_{ij} = \begin{cases} (1 + r_{ij})\exp(-r_{ij}), r_{ij} \le r_{inf} \\ 0, r_{ij} > r_{inf} \end{cases},$$

где $\mathbf{r_{ij}}$ — расстояние в градусах между двумя точками сетки.

Основная идея метода **EnKF** заключается в том, что ковариационная матрица **B** не хранится в явном виде (или аппроксимируется в виде функции, как в методе OI), а получается из ансамбля векторов состояния модели (выборки). Пусть $X_b^K = [x_b^1 \ldots x_b^K] - [\overline{x_b} \ldots \overline{x_b}]$ —матрица размера N на K (K - количество элементов ансамбля, обычнопорядка 100) в столбцах которой векторы состояния модели минус среднее по ансамблю.

Матрица ковариации модели, построенная на основании этой выборки:

$$B^K = \frac{1}{K-1} X_b^K (X_b^K)^T$$

Тогда матрица весов Калмана [Kalnay,2007]:

$$K = BH^T (HBH^T + R)^{-1} = (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1} =$$
$$X_b [(HX_b)^T R^{-1} (HX_b) + (K-1) I]^{-1} (HX_b)^T R^{-1}$$

Методика тестирования сервиса DAS для региона Атлантики

Для тестирования разработанного сервиса усвоение **DAS** был взята область Северной Атлантики с границами от 33° ю.ш. до 67° с.ш.

В течениепятимодельных лет уравнения модели океана ИВМ-ИО интегрировались с повторяющимся годовым циклом, соответствующим 2011 году.К пятому году основные характеристики модельного решения вышли на квазипериодический режим.

Далее было проведено два эксперимента с атмосферным воздействием, соответствующим периоду с 01.01.2012 по 1.04.2012.

Эксперимент А — базовый эксперимент. Модельное решение ежедневно сравнивается с данными буевARGO.

Эксперимент Б — эксперимент с усвоением сервисом **DAS-OI**. Модельное решение ежедневно корректируется и сравнивается с данными буевARGO.

Данные для усвоения — это данные буев ARGO о температуре и солёности на глубине до 1500 метров, около 60 профилей в сутки. Усваиваемые данные имеют суточную дискретизацию. Каждый буй выдаёт данные раз в 10 суток с дискретностью по вертикали от 5 до 50 метров.

На рис. 1показаны температура поверхности океана (ТПО) в базовом эксперименте(А) и эксперименте с усвоением (Б) после 3 месяцев усвоения данных.

В обоих экспериментах модельное решение ежедневно сравнивается с данными аэрокосмического мониторинга температуры поверхности океана (ТПО) полученными со спутника NASA Aqua satellite, но усвоение этих данных не производится. На рис. 2 приведены графики изменения с течением времени среднеквадратичного отклонения модельного прогноза от спутниковых данных наблюдения для базового (Эксперимента А) и эксперимента с усвоением (Эксперимента Б). По мере усвоения данных ARGO ошибка для эксперимента с усвоением становится меньше, чем для для базового эксперимента. Столь небольшая разница в ошибке для двух экспериментов обусловлена значительно большим количеством точек наблюдения и областью покрытия для спутниковых данных, а также использованием реального атмосферного форсинга для обоих экспериментов, который оказывает сильное влияние именно на ТПО.

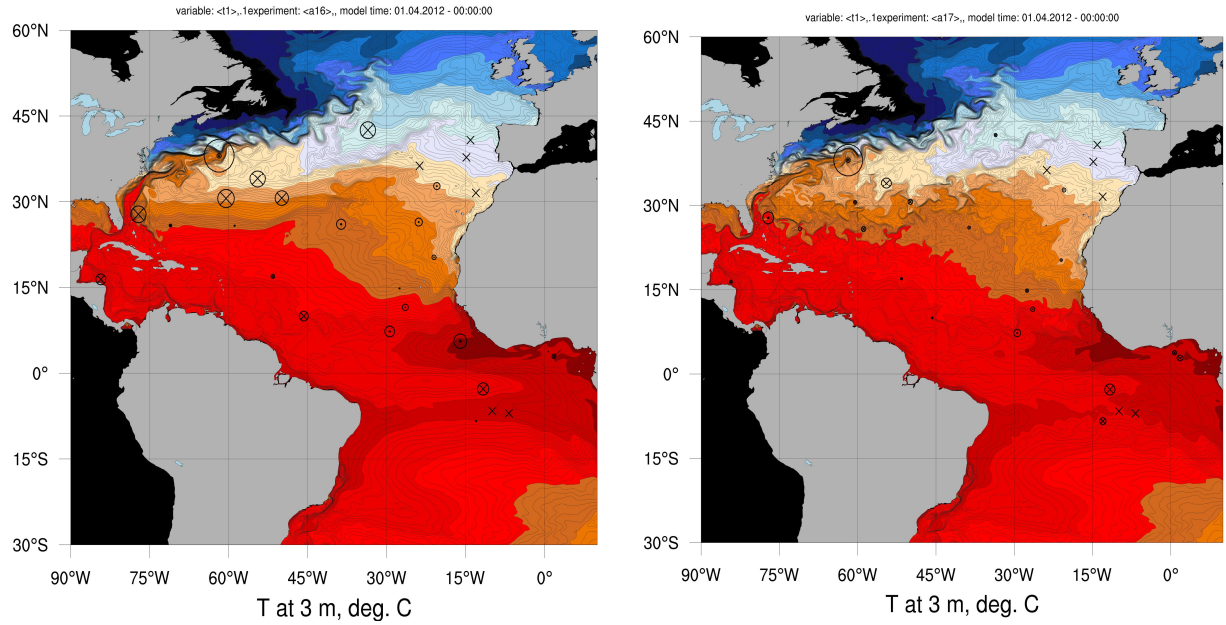


Рис. 1. Температура поверхности океана в модели Северной Атлантики в базовом эксперименте (слева, Эксперимент А) и эксперименте с усвоением (справа, Эксперимент Б). Кружками показано расположение буев ARGO

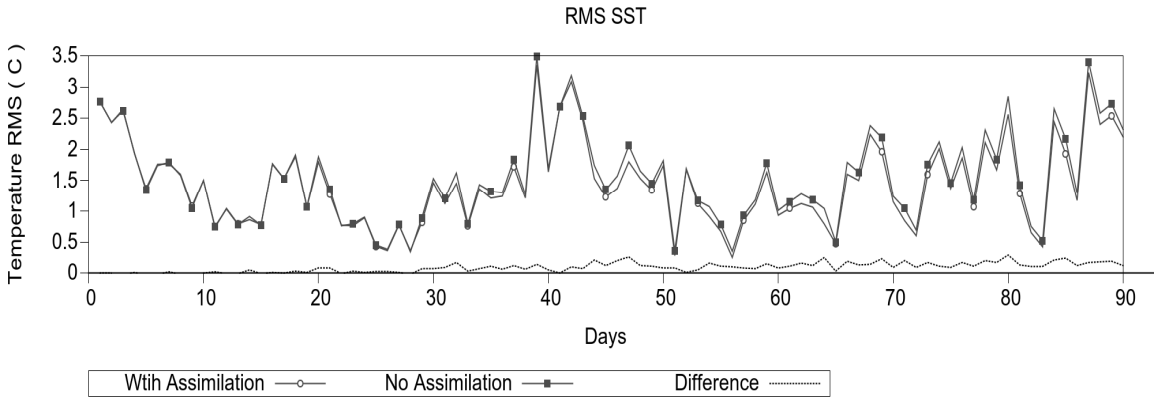


Рис. 2. Среднеквадратичное отклонения модельного прогноза поверхностной температуры океана от спутниковых данных наблюдения NASAAquasatelliteдлябазового эксперимента (Эксперимент А) и эксперимента с усвоением (Эксперимент Б), пунктиром показана разность между этими двумя графиками

При сравнении графиков ошибки контроля для базового (Эксперимент А) и ошибки прогноза для эксперимента с усвоением (Эксперимент Б) можно сделать вывод, что усвоение дает пользу на всех глубинах (рис. 3).

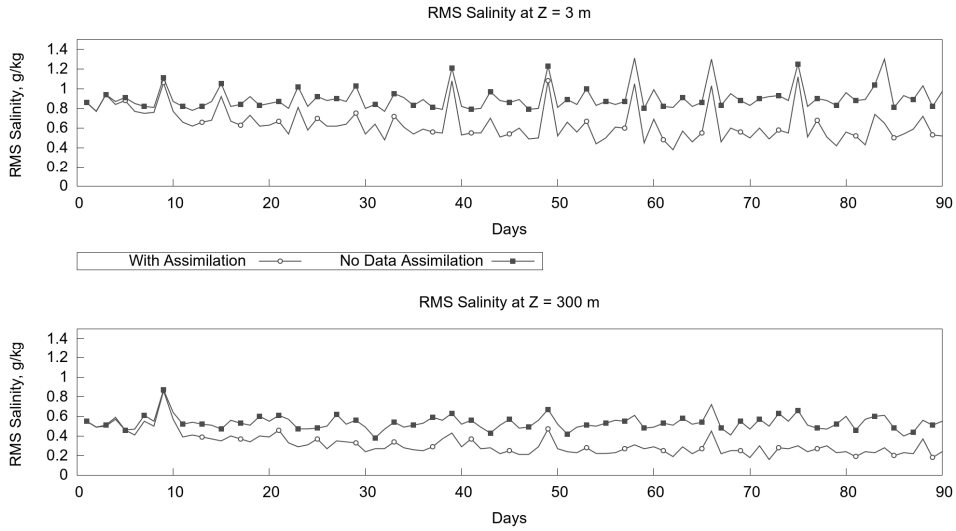


Рис. 3. Среднеквадратичная ошибка контроля для базового эксперимента (Эксперимент А) и прогноза для эксперимента с усвоением (Эксперимент Б) для поля солёности в ‰ на глубине 3 и 300 метров

Дальнейшая работа будет связана со сравнением эффективности использования двух методов усвоения (OI и EnKF), а также поиском оптимальных параметров функционирования метода EnKF для модели ИВМ-ИО. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 13-05-01141 и 14-05-00363) и ПФИП РАН «Фундаментальные проблемы математического моделирования». Использовались ресурсы суперкомпьютерных комплексов МСЦ РАН и МГУ им. М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ушаков К.В., Ибраев Р.А., Калмыков В.В. Воспроизведение климата Мирового океана с помощью массивно-параллельной численной модели // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2015. – 51,4. – С.416-436.

2. Danabasoglu G., Yeager S. G., Bailey D. et al. North Atlantic Simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean States // Ocean Modelling.–2014.– 73.–P.76-107.

3. Griffies S.M., Hallberg R.W. Biharmonic Friction with a Smagorinsky-Like Viscosity for Use in Large-Scale Eddy-Permitting Ocean Models // Mon. Wea. Rev. – 2000. – 128,8. – P.2935–2946.

4. Калмыков В.В., Ибраев Р.А. Программный комплекс совместного моделирования системы океан-лед-атмосфера-почва на массивно-параллельных компьютерах // Выч. мет. и прогр. – 2013.– 14.– С.88-95.

5. Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П. Усвоение данных наблюдений в модели динамики океана высокого пространственного

разрешения с применением методов параллельного программирования // Метеорология и гидрология. – 2016. Принята к публикации.

6. Evensen G. Data assimilation: The Ensemble Kalman Filter, 2nd ed.—Springer, 2009.

7. Kalnay E., Li H., Miyoshi T., Yang S.C. and Ballabrera-Poy J. 4-D-Var or ensemble Kalman filter? // Tellus A. – 2007.– 59.– P. 758–773.

M.N. Kaurkin, R.A. Ibrayev

SIMULATION OF ARCTIC AND NORTH ATLANTIC WATER CIRCULATION BY THE INM-IO MODEL IN THE FRAME OF THE CORE-II PROTOCOL

The parallel realization of thedata assimilation (DA) method based on Ensemble Kalman Filter (EnKF) for the INM-IO ocean circulation model with horizontal resolution of 1/10° and 49 vertical levels is implemented. The results of DA experiments applied to the ARGO drifters are presented and discussed for North Atlantic region.

УДК 551.465.4

А.Д. Клюева[1], А.А. Кубряков[2], Е.В. Львова[1], С.В. Станичный[2]

[1]*Филиал Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова в городе Севастополе*
[2]*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки «Морской гидрофизический институт РАН», г. Севастополь, Россия*
aklueva1@gmail.com, lvova317@gmail.com

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИКТЕЧЕНИЙ В ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В работе используется данные спутниковой альтиметрии AVISO и атмосферного реанализа ERAInterim с 1994 по 2014 г. для исследования межгодовой изменчивости средней кинетической энергии (МКЕ) глубоководной части черноморского бассейна, ограниченной изобатами 500 и 2000 м, и связи значений МКЕ с характеристиками изменчивости завихренности напряжения трения ветра.

Ключевые слова: геострофические течения, ОЧТ, Черное море, альтиметрия, завихренность напряжения трения ветра

С 1992 г. спутниковые альтиметры используется для проведения высокоточныхизмерений топографии уровенной поверхности Черного моря. Эти данные доступны на постоянной основе, т.к. для сигнала альтиметра, работающего в микроволновом диапазоне, облака являются прозрачными. Комбинирование данных различных альтиметров позволяют получить регулярные карты аномалий морской поверхностии позволяют непосредственно определить динамическую структуру течений.

Основным элементом циркуляции Черного моря является циклоническоеОсновное Черноморское Течение (ОЧТ), сосредоточенное вдоль свала глубин и охватывающее весь бассейн. Основной целью проведённых исследований было изучение изменчивостиэнергии течений в глубоководной части (>500м) моря и её связи с завихренностью напряжения трения ветра, как основного фактора, определяющего интенсивность течений. Раздельно были проанализированы энергии геострофических течений в областях, ограниченных изобатами 500 (МКЕ500) и 2000 (МКЕ2000) метров. Область между изобатами 500 и 2000 м соответствует положению ОЧТ.

В работе используются данные геострофических скоростей, восстановленных по данным спутниковой альтиметрии с использованием регионального массива ежедневных картированных аномалий уровня AVISO

с пространственным разрешением 0.25 географического градуса и средней динамической топографии [1].

Значения скоростей течений используются для восстановления значений средней кинетической энергии (МКЕ), которая необходима для анализа изменчивости динамических характеристик поверхностного слоя моря.

МКЕ рассчитывается по формуле:

$$MKE = ½ \times (<u \times u> + <v \times v);$$

$$u = <u> + u`, v = <v> + v`,$$

где u, v – компоненты скорости течения; <u> и <v> - средние значения компонент скорости в расчетной точке; u', v' – отклонения компонент скорости от средних значений.

Долговременная изменчивость

На рис.1 представлены графики изменчивости МКЕ, сглаженные с одномесячным фильтром в глубоководных районах, ограниченных изобатами 500м и 2000 м, а также их разности, характеризующей, в основном, изменчивость ОЧТ. Отметим существенную межгодовую отличную изменчивость МКЕ: до 2003 года сезонный ход был слабо выражен, а после - наблюдаются существенные изменения МКЕ в сезонном цикле хода с максимальными значениями в зимний период и минимальными в летний период. Данные об изменении режима в 2003 году были отмечены в [1]. Минимальные значения МКЕ500 наблюдались в 1999, 2000, 2001 и 2004 годах, а минимальные значения МКЕ2000 в 2000, 2001, 2004, 2005 и 2009 годах. Максимальные значения МКЕ500 регистрировались в 2003, 2006, 2008, 2010 и 2012 годах, а максимальные значения МКЕ2000 в 2003 и 2006 годах. Отметим, что минимумы в разности МКЕ в рассматриваемых областях наблюдаются, в основном, в осенний период, и экстремальным является 2003 год, когда МКЕ2000 была равна МКЕ500.

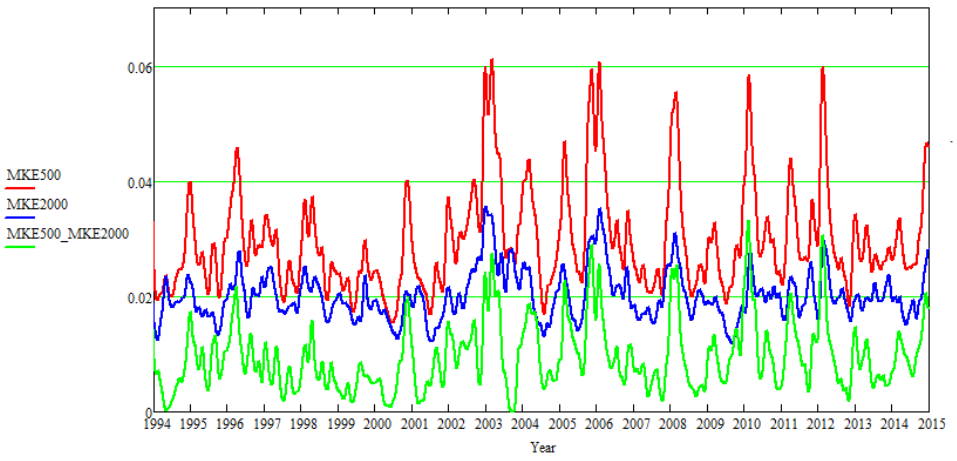


Рис.1. Графики изменчивости МКЕ, сглаженные с одномесячным фильтром в глубоководных районах, ограниченных изобатами 500 м (МКЕ500) и 2000 м (МКЕ2000), и их разность (МКЕ500-МКЕ2000)

В качестве примера, на рис.2 приведена карта геострофических течений, рассчитанная по альтиметрическим данным с нанесёнными изобатами 500 и 2000 м за 7 февраля 2012 года, соответствующая одному из максимумов МКЕ500-МКЕ2000, на которой хорошо видно, что максимальные значения скорости ОЧТнаблюдаются в области между 500 метровой и 2000 метровой изобатами.

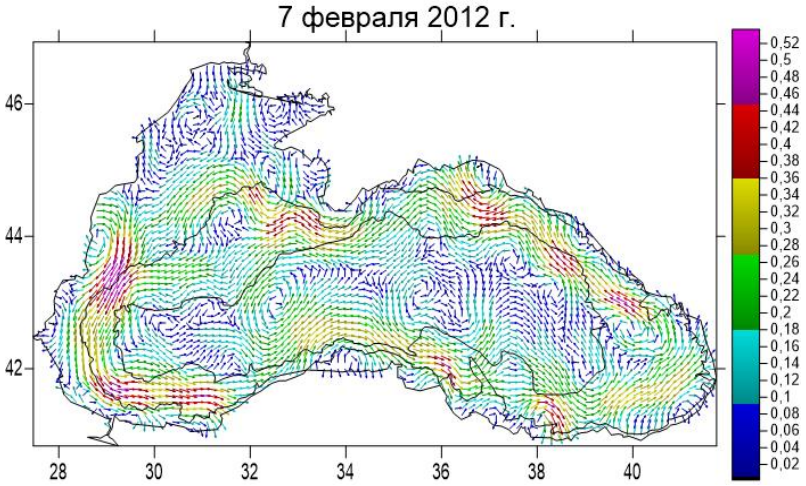


Рис.2. Карта геострофических скоростей (м/с) за 7 февраля 2012 г.

Связь с ветровым воздействием

Определяющим параметром интенсивности течений на акватории Черного моря является ветровое воздействие, а именно завихренность напряжения трения ветра.

В работе [1] показана высокая корреляция изменения завихренности напряжения трения с МКЕ по всему бассейну Черного моря. В данной работепроанализированаизменчивостьтечений в интервале глубин 500-2000 метров, т.е. в зоне, приблизительно соответствующей положению ОЧТ. В качестве данных о скорости ветра были использованы данные атмосферного реанализа ERAInterim с пространственным разрешением 25 км.

Рассматривалась завихренность напряжения трения для глубоководной части бассейна, ограниченной изобатой 500 м. В качестве характеристики завихренности поля ветра были использованы, как и в [1], значения вертикальной Экмановской скорости (We), определяемой как:

$$We=\mathrm{rot}(tau)/(f\times P)$$

Где tau – напряжение трения ветра

f – параметр Кориолиса

P – плотность морской воды.

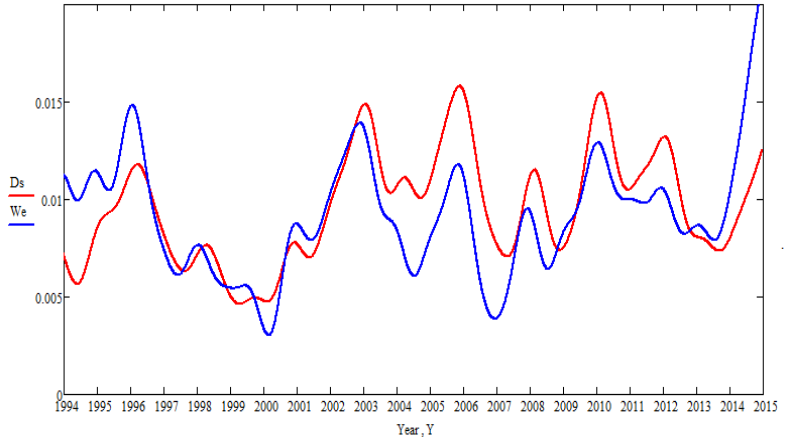


Рис.3. Сглаженные с фильтром 365 дней значения МКЕ500-МКЕ2000 ($м^2/с^2$) – красная линия и Экмановской скорости (м/с *20000) – синяя линия

Как видно из рис.3, межгодовая изменчивость энергии течений в ОЧТ, в основном, определяется изменчивостью завихренности напряжения трения ветра.

Заключение

В работе рассмотрены значения средней кинетической энергии по акваториям черноморского бассейна, ограниченными изобатами 500 и 2000 метров за период 1993-2014 годы. Продемонстрирована существенная межгодовая изменчивость МКЕ, выделены периоды с минимальными и максимальными значениями МКЕ. Отмечено изменение режима на годовом масштабе в 2003 году: с 1993 по 2003 год годовой ход МКЕ был менее выражен, чем в период после 2003 года. Проанализирована пространственная структура полей течений для интервалов с максимальными и минимальными значениями МКЕ. Показана высокая корреляцияМКЕ в ОЧТ с характеристиками изменчивости завихренности напряжения трения ветра.

Подготовка альтиметрических данных была выполненапри финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00714А.Исследование межгодовой изменчивости интенсивности течений Черного моря выполнено при поддержке грантаРФФИ 16-05-00264А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. A.A.Kubryakov, S.V. Stanichny Mean dynamic topography of the black sea, computed from altimetry, drifters measurements and hydrology data // Ocean Science – 2011. –№ 7 – pp. 745-753.

2. Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н, Горячкин Ю.Н., Дьяков Н.Н., Кубряков А.А., Станичный С.В. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море. МЧС и НАН Украины,

Морское отделение Украинского научно-исследовательского гидрометеорологическогоинститута. - Севастополь, 2012. – с. 421.

Kliueva A.D.[1], Kubryakov A.A.[2], Lvova E.V.[1], Stanichny S.V.[2]

[1]Sevastopol branch of Moscow State University in Sevastopol,
[2]Federal State Budget Scientific Institution "Marine Hydrophysical Institute of RAS"

VARIABILITY OF CURRENT CHARACTERISTICS IN THE DEEP PART OF THE BLACK SEA BYALTIMETRY DATA

УДК 551.465.41

А.А. Кубряков[1], С.В.Станичный[1], В.Н. Белокопытов[1], А.Г. Зацепин[2]

[1]*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки*
«Морской гидрофизический институт РАН»
299011 Севастополь, ул. Капитанская, 2
[2]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*
arskubr@ya.ru

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГЛУБИНЫ ВЕРХНЕГО КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ

На основе исторических гидрологических измерений, данных буев Арго и заякоренного профилемера Аквалог за 1985-2015 гг. исследуется сезонная, межгодовая и пространственная изменчивость глубины верхнего квазиоднородного слоя в Черном море.

Ключевые слова: перемешивание, Черное море, конвекция, глубина ВКС.

Введение. Вертикальное перемешивание является важнейшим процессом, определяющим интенсивность вертикального обмена теплом, солью и биогенами. Перемешивание формирует характеристики верхнего слоя моря, которые контролируют процессытепло-, влагообмена, и газообмена между океаном и атмосферой. Сезонный ход цветения фитопланктона и его видовой состав в Черном море тесно связан с интенсивностью вертикального перемешивания (1, 2). Верхний квазиоднородный слой (ВКС) – слой вод, в котором все характеристики практически одинаковы, является естественной характеристикой интенсивности перемешивания.

Наиболее подробноизменчивость глубины ВКС (*H)* была описана в (3), где было исследовано изменение *H* за 1922-2002 гг. для зим различной суровости, получены оценки значений *H* в зимний и летний период, проведено обсуждение влияние динамических процессов на глубины ВКС.В то же время работы по изучению пространственной и временной изменчивости *H* в современный период отсутствуют.

Цель настоящей работы – исследовать сезонную, межгодовую и пространственную изменчивость глубины ВКС в Черном море на основе исторических гидрологических измерений, данных буев Арго и заякоренного профилемера Аквалог за 1985-2015

Данные и методы

В настоящей работе использовались данные отемпературы и солености Черного моря, полученные по многочисленным измерениям на гидрологических станциях из банка океанографических данных МГИ РАН с

1985 по 2015 гг. Использовались также измерения буев-профилемеров Арго за период 2004-2015 гг., полученные из архива ftp://ftp.ifremer.fr/. Инструментальная погрешность профилемеров составляет 0.002 ◦C и 0.01 PSU (4). Вертикальное разрешение в верхнем слое варьирует от 10 метров до 1 метра для различных буев. Кроме того, в работе использовались данные заякоренного профилемера Аквалог за 2013-2015 гг., полученные на подспутниковом полигоне ИО РАН в северо-восточной части Черного моря (5).

Данные о температуре и солености вертикально интерполировались на равномерную сетку с шагом 5 метров и использовались для расчета потенциальной плотности по формуле Юнеско. Глубина ВКС определялась как глубина, на которой потенциальной плотность жидкости меньше потенциальной плотности верхнего уровня измерений на выбранную величину (критерий разницы плотности *dr*). На основе визуального анализа в качестве критерия *dr* была выбрана величина 0,07кг/м^3. Из анализа были исключены профили, в которых было менее пяти измерений в слое 0-50 метров. Кроме того, были убраны профили за теплый период времени, в которых отсутствовали измерения в слое 0-10 метров. Тем не менее, следует отметить, что часто вертикальное разрешение в этом слое было недостаточно для определения глубин ВКС в теплый период с минимальными значениями ВКС (<5-10 метров) (4). Поэтому можно ожидать, что в летний период рассчитанные значения могут быть несколько завышены. Всего было получено >28000 оценок глубины ВКС в Черном море за 1985-2015 гг.

Сезонная изменчивость. Сезонная изменчивость глубины ВКС (глубина моря более 500 метров) изображена на рис. 1.В зимний период из-за интенсивного выхолаживания наблюдаются зимняя конвекция и максимальные глубины ВКС. В январе-феврале она в среднем достигает значений35-40 метров, что согласуется со значениями, полученными в работе (4). Минимальные значения наблюдаются летом в результате интенсивного прогрева и формирования сезонного термоклина и составляют ~ 10 метров.

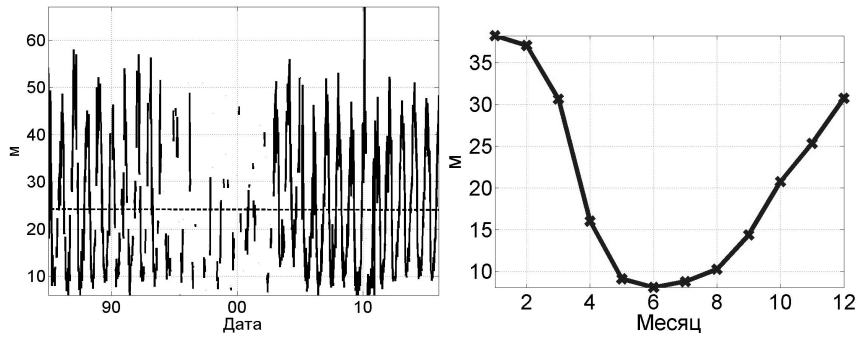


Рис. 1. Изменчивость глубины ВКС за 1985-2016 гг. (слева) и её сезонный ход (справа) в среднем по глубоководной части моря

При этом наблюдается значимая пространственная изменчивость глубины ВКС. Осредненные за зимний и летний период карты H представлены на рис.2. Зимой и летом глубины перемешивания определяются различными процессами. Зимой повышенные значения ВКС наблюдаются на периферии Черного моря, а относительно низкие в центре моря.

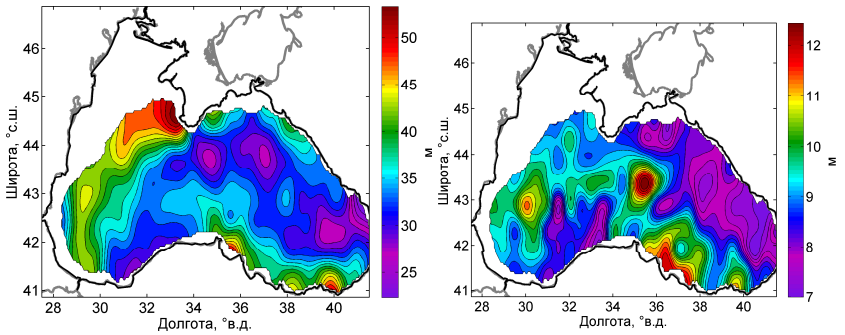


Рис. 2. Карта глубины ВКС осредненная за зимний (слева) и летний (справа) период

Такое распределение *H* связано с циклоническими движениями вод в бассейне. В зимний период над Черным морем интенсифицируется циклоническая завихренность ветра, которая приводит к отеканию вод из центра на периферию бассейна, компенсирующему подъему вод в центре циклонических круговоротов и опусканию на периферии бассейна. В результате этого пикноклин в центре бассейна находиться выше, чем на периферии и градиенты плотности в верхнем слое центральной части моря оказываются больше, чем на периферии.Это приводит к тому, что в зимний период времени перемешивание достигает больших глубин на континентальном склоне и меньших в центре Черного моря (4). Районы континентального склона также характеризуются повышенной интенсивностью вихревой динамики и увеличению горизонтального перемешивания, которая также способствуют увеличению *H*(6,7).

Максимальные значения *H* отмечены в северо-западной части моря вблизи северо-западного шельфа. В этом районе Черного моря наблюдается интенсивная склоновая конвекция. Зимой в мелководных районах северо-западного шельфа воды значительно охлаждаются практически до дна и, затем, стекают по склону бассейна, способствую перемешиванию в этом районе моря (8,9). Этот процесс способствует увеличению глубин ВКС в этой области. Кроме того, этот район характеризуется интенсивной вихревой динамикой – здесь образуется, так называемый, «Севастопольский» антициклон. В антициклонах, в результате нисходящих движений вод, наблюдается опускание пикноклина и понижение устойчивости стратификации, что также может приводить кувеличенным значениям глубины ВКС в этой области (10). Высокие значения *H* также наблюдаютсяв

юго-восточной части моря. В зимний период в прибрежной части этого района наблюдаются достаточно интенсивные вдольбереговые ветра, которые приводят к возникновению сильного локального максимума циклонической завихренности ветра(11). Это будет приводить к увеличению интенсивности влияния динамики на глубины ВКС, описанного выше, и увеличению H в области континентального склона в этом районе.

В летний период средние глубины ВКС составляют 10-15 метров. Летом H больше на западе (15 метров), чем на бассейна (~10 метров). Это связано с тем, что скорость ветра в восточной части моря ниже, чем в западной, поскольку восточная часть Черного моря окружена высокими горами с востока и юга.

Межгодовая изменчивость. Особый интерес представляет собой межгодовая изменчивость H, поскольку она сильно влияет на экосистему Черного моря (1,2). Среднее за январь-февраль и за июнь-июль глубина ВКС представлена на рис. 3. Для зимнего периода средние глубины ВКС меняются от 30-35 метров в теплые годы - 1994, 2005 и 2009 до глубин 45-50 метров в холодные годы (1987, 1989, 1993, 1995, 1996, 1999, 2004, 2010, 2012 гг.). Максимальные глубины ВКС наблюдались в 2004 г – 52 м.Можно отметить также наличие 2-3 летних колебаний зимней глубины ВКС.

В летний период значительные максимумы ВКС наблюдались в 2001, 2003 и 2004 гг. Эти максимумы связаны с повышенными скоростями ветра, наблюдающимися в эти годы в летний период. Например, в июне 2001 г. в Черном море произошел сильный шторм. Его действие вызвало уменьшение среднемесячной температуры на 3°по сравнению с климатическим значением (18°С по сравнению с 21°С).

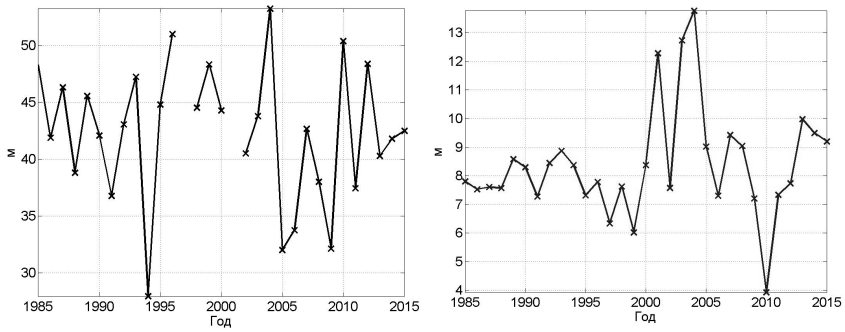


Рис. 3. Средняя величина глубины ВКС в январе-феврале (слева) и июне-июле (справа) для различных годов

Выводы. На основе исторических гидрологических измерений, данных буев Арго и заякоренного профилемера Аквалог за 1985-2015 гг. исследуется сезонная, межгодовая и пространственная изменчивость глубины верхнего квазиоднородного слоя в Черном море. Глубина ВКС меняется от ~ 10 до 40 метров от летнего к зимнему периоду. Существует значительная

пространственная изменчивость глубины ВКС - зимой наиболее высокие значения наблюдаются в районе континентального склона (~50 метров), более низкие в центре моря ~30 метров. Максимальные глубины отмечены в северо-западной части бассейна, что связывается с влиянием склоновой конвекции и “Севастопольского” антициклона. Летом ВКС выше на западе, чем на востоке, что вызвано распределением скорости ветра. В разные годы глубина ВКС в зимний период меняется от 30-35 до 45-50 метров. В летний период она составляет 8-10 метров, за исключением 2001, 2003 и 2004 гг, в которых значительные глубины ВКС (12-14 метров) были вызваны сильными штормовыми ветрами.

Исследование изменчивости глубины ВКС выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60036 мол_а_дк.Обработка данных гидрологических зондирований и буев Арго выполнена при поддержке грантаРФФИ 16-05-00264А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mikaelyan, A. S., Pautova, L. A., Chasovnikov, V. K., Mosharov, S. A., & Silkin, V. A. (2015). Alternation of diatoms and coccolithophores in the North-Eastern Black Sea: a response to nutrient changes. Hydrobiologia, 755(1), 89-105.

2. Finenko, Z. Z., Suslin, V. V., & Kovaleva, I. V. (2014). Seasonal and long-term dynamics of the chlorophyll concentration in the Black Sea according to satellite observations. Oceanology, 54(5), 596-605

3. Titov, V. B., 2004. Formation of the upper convective layer and the cold intermediate layer in the Black Sea in relation to the winter severity. Oceanology 44: 327–330.

4. Argo data management (2013) Argo users manual, Tech. rep., Ifremer.doi:10.13155/26387

5. A. G. Zatsepin, A. G. Ostrovskii, V. V. Kremenetskiy, S. S. Nizov, V. B. Piotukh, V. A. Soloviev, D. A. Shvoev, A. L. Tsibul’sky, S. B. Kuklev, O. N. Kukleva, L. V. Moskalenko, O. I. Podymov, V. I. Baranov, A. A. Kondrashov, A. O. Korzh, A. A. Kubryakov, D. M. Soloviev, and S. V. Stanichny (2014). Subsatellite polygon for studying hydrophysical processes in the Black Sea shelf-slope zone. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 50(1), 13-25.

6. Zatsepin A.G., Ginzburg, A.I., Kostianoy A.G.et. al. Observation of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // J. Geophys. Res. 2003. V.108.№ C83246. P. 1–27

7. Kubryakov, A. A., & Stanichny, S. V. (2015). Mesoscale eddies in the Black Sea from satellite altimetry data. Oceanology, 55(1), 56-67.

8. Stanev E.V. Understanding Black Sea Dynamics: Overview of recent modeling // Oceanography. Vol.18, No.2, June 2005. Pp. 56-75.

9. Korotaev, G. K., Knysh, V. V., & Kubryakov, A. I. (2014). Study of formation process of cold intermediate layer based on reanalysis of Black Sea hydrophysical fields for 1971–1993. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 50(1), 35-48.

10. Ильин Ю. П., Белокопытов В. Н. Сезонная и межгодовая изменчивость параметров холодного промежуточного слоя в области Севастопольского антициклонического круговорота // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. –2005. —. 12. — С. 29-40.

11. Kubryakov, A. A., Shokurov, M. V., Stanichny, S. V., & Anisimov, A. E. (2015). Land–sea temperature contrasts in the black sea region and their impact on surface wind variability. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 51(4), 444-453.

Kubryakov A.A.[1], Stanichny S.V.[1], Belokopytov V.N.[1], Zatsepin A.G.[2]

[1]Federal State Budget Scientific Institution "Marine Hydrophysical Institute of RAS"
299011 Sevastopol, str. Kapitanskaya, 2
[2] Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117997 Russia
arskubr@ya.ru

VARIABILITY OF THE BLACK SEA UPPER HOMOGENEOUS LAYER

УДК 551.465.41

А.А. Кубряков[1,2], А.В. Багаев[1], С.В. Станичный[1]

[1]*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки*
«Морской гидрофизический институт РАН»
299011 Севастополь, ул. Капитанская, 2
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, 199178, Санкт-Петербург*
arskubr@ya.ru

ДИНАМИЧЕСКАЯ И ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА ВИХРЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ

На основе спутниковой альтиметрии, гидрологическихизмерений и данных буев Арго исследуется динамическая и термохалинная структура вихрей Черного моря. Даны оценки влияния циклонов и антициклонов на возмущения полей температуры и солености в бассейне.

Ключевые слова: синоптические вихри, Арго, структура вихрей, вихревой транспорт, транспорт соли, транспорт тепла, Черное море.

Введение. Синоптические вихри существенно влияют надинамическую, термохалинную структуру и экосистему Черного моря (1,2). Конвергенция и нисходящие движения в антициклонах приводят к заглублению пикноклинаи накоплению поверхностных теплых и пресных вод в центре вихря, что изменяет интенсивность теплообмена между атмосферой и океаном. Опускание границ сероводородной зоны и богатых кислородом вод может значительно влиять на вентилирование анаэробной зоны (3). Восходящие движения в циклонах приводят к уменьшению толщины верхнего слоя. Это способствует проникновению зимней конвекции (4), подъему биогенных веществ из нижележащих слоев (5). Горизонтальный вихревой транспорт играет важную роль в кросс-шельфовом обмене, переносе тепла, соли и биогенных веществ (1).

Появление спутниковой альтиметрии и методов автоматической идентификации вихрей позволило на основе спутниковых данных получить большой объем статистической информации о параметрах вихрей Черного моря (6). В настоящей работе эти методыиспользуютсядля изучения динамической структуры антициклонов и циклонов Черного моря.На основе комбинирования гидрологических и альтиметрических измерений (7) исследуется термохалинная структура синоптических вихрей.

Данные и методы. В работе использовались вертикальные профили температурыи солености за период с 1992 по 2015 гг., полученные из банка океанографических данных МГИ РАН. Кроме этого, анализировались измерения буев-профилемеров Арго за 2004-2015 гг. (ftp://ftp.ifremer.fr/).

Инструментальная погрешность профилемеров составляет 0.002 °C и 0.01 PSU (8).

Геострофические скорости определялись как сумма аномалий уровня моря (http://www.aviso.oceanobs.com/), полученных по альтиметрическим измерениям, и средней динамической топографии из работы (9). Использовался региональный массив данных с разрешением 0.25°/1 сутки за 1992-2014 гг.

Для автоматической идентификации вихрей по данным спутниковой альтиметрии использовался метод "*winding angle*". Подробное описание используемого алгоритма и его валидация в Черном море по данным оптических и ИК-сканеров приведены в работе (9). На основании этого метода были автоматически определены местоположения вихревых образований в Черном море в период с 1993 по 2014 гг. и рассчитаны их площадь и завихренность. Центр вихря определялся по положению абсолютного минимума уровня в вихре. Радиус оценивался по данным о площади вихря S по формуле площади круга $R^2=S/2\pi$. Поскольку вихри в океане имеют форму эллипса, а не круга, часть идентифицированных точек вихря находились дальше расстояния одного радиуса от центра вихря. Анализировались только относительно крупные (радиус >30 км) вихри. Всего на картах геострофической скорости за 1993-2014 гг. было обнаружено >10 тыс. таких индивидуальных вихревых структур.

Для исследования структуры вихрей применялся композитный метод (7). Для каждого измерения температуры, солености или геострофической скорости по данным альтиметрии определялась её координата относительно радиуса вихря: r=(xr,yr)=[(xp-xc)/R; (yp-yc/R)], где xp, yp – координаты точки, xc, yc – координаты центра вихря. Далее, на основании измерений, на расстоянии менее двух радиусов вихря, строилась композитная структура в поле каждого из параметров. Аномалии температуры и солености были рассчитаны как разница между измеренным значениям и климатическим значением в точке. Климатические поля температуры и солености были построены на основе всего имеющегося массива гидрологических измерений.

Вихри в Черном море не являются свободными и часто находятся во взаимодействии со струей Основного Черноморского Течения (ОЧТ), протекающего вдоль континентального склона. Из-за этого, пространственное распределение свойств вихрей значительно зависит от их положения относительно берега. Для того чтобы учесть эту связь, относительные координаты для каждого вихря были повернуты таким образом, что точка yr=1 соответствовала направлению в сторону береговой линии. Т.е. разрез по оси y для композитного вихря представляет собой разрез, перпендикулярный берегу, от точек со стороны берега y=1, до точек, наиболее отдаленных от берега, для y=-1.

Динамическая структура. Композитная структура антициклонов и циклонов в поле скорости приведена на рис. 1. Для обоих вихрей хорошо заметны характерные особенности: скорости для антициклонов (циклонов) направлены по (против) часовой стрелки. Однако для вихрей Черного моря, распределение скоростей существенно ассиметрично. Для антициклонов минимальные скорости располагаются у берега (y=1), а для циклонов вдали от берега (y=-1). Такое распределение связано с влиянием ОЧТ. Антициклоны в Черном море преимущественно располагаются между берегом и струей ОЧТ (3). Вблизи берега скорости в антициклоне направлены против скорости циклонического ОЧТ, а на дальней периферии - по течению. Поэтому суммарная скорость крупномасштабных и синоптических движений для антициклонов будет выше у берега и ниже в мористой его части. Аналогичная, но противоположная ситуация будет наблюдаться и для циклонов, которые чаще образуются с мористой стороны от ОЧТ. Максимальные значения скорости (~0.2 м/с) находятся на расстоянии 1.2 радиуса от центра вихрей. Отметим, что это расстояние может несколько зависеть от примененного метода идентификации.

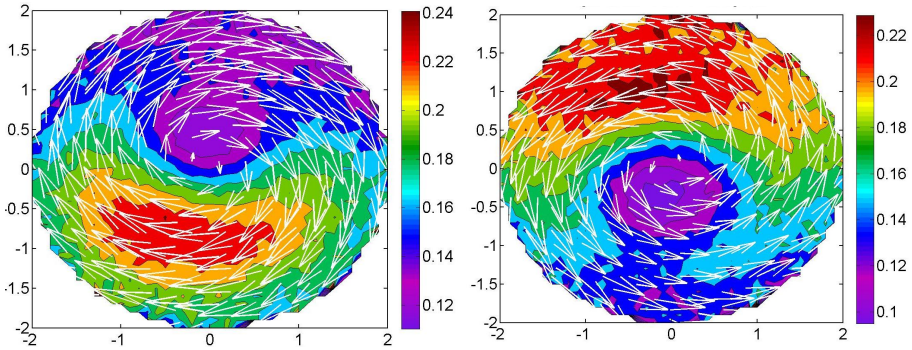


Рис. 1 Структура композитного антициклона (слева) и циклона (справа) в поле скорости относительно берега. Ось Y указывает направление на берег. Цветом показан модуль вектора скорости. Шаг изолиний 0.01 см/с

Термохалинная структура вихрей Черного моря. На основе данных о местоположении вихрей были выделены вертикальные профили температуры и солености, находящиеся на расстоянии менее 2 радиусов от центра вихря. В антициклонах было выделено 1104 вертикальных профиля, в циклонах – 527.

Средние по площади вихря аномалии солености и температуры изображены на рис.2. Наибольшие аномалии **солености** (-0.2..-0.6 psu) в антициклонах наблюдаются в слое 50-200 метров. Максимальные отрицательные аномалии солености (>0.7 psu) наблюдаются в центре антициклона на глубинах 100-110 метров (не показано). В циклонах аномалии солености положительные и меньше по амплитуде. В слое 50-150

метров они составляют +0.2..+0.5 psu. Максимум аномалии (+0.5 psu) располагается немного выше, чем в антициклонах на глубине 90-100 метров.

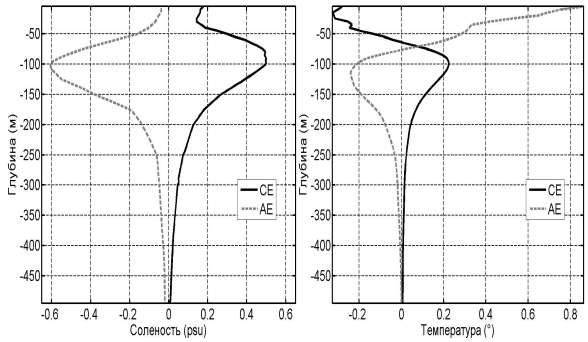


Рис.2. Профили средней по площади вихря аномалии солености (слева) и температуры (справа). Сплошная линия – циклон, штриховая – антициклон

Для распределения аномалий **температуры** в вихрях Черного моря характерна следующая картина. Конвергенция теплых поверхностных вод в антициклонах приводит к возникновению в них положительных аномалий температуры в верхнем слое (0-80 метров). На поверхности средняя аномалия составляет ~ +0.8°, на глубине 50 метров ~ +0.3°. В то же время в слое 70-400 метров аномалия в антициклонах отрицательна с максимумом -0.2° на глубине 120 метров. Начиная с нижней границы залегания холодного промежуточного слоя, температура Черного моря начинает расти в направлении дна, поэтому нисходящие вертикальные движения в антициклонах приводят к возникновению отрицательных аномалий температуры в нижних слоях моря.

Противоположная ситуация характерна для циклонов. В верхних слоях (0-70 метров) аномалия отрицательна и меняется от -0.3 до 0°С. В слое 70-400 метров аномалии положительны. Максимум (~0.2°) наблюдается на глубине 90-100 метров.

Зная средний радиус вихрей (29 км для циклонов, и 34 км для антициклонов) и распределение в них аномалий температуры и солености, можно рассчитать **суммарную аномалию соли и тепла** в вихревых образованиях Черного моря. В антициклонах суммарнаяаномалия составила $2.78*10^5$ тонн соли, в циклонах – $1.92*10^5$ тонн.

В слое 0-70 метров суммарная аномалия тепла составила $4.5*10^{17}$ Дж/м для антициклонов и $-1.5*10^{17}$ Дж/м для циклонов. В слое 70-500 метров $-3.8*10^{17}$ Дж/м для антициклонов и $2.3*10^{17}$ Дж/м для циклонов.

Выводы.В работе проведено исследование динамической структуры вихрей Черного моря в поле геострофической скорости. Получены вертикальные распределения средней аномалии температуры и солености в вихрях, определено суммарное влияние циклонов и антициклонов на аномалии соли и тепла в бассейне.

Работа выполнена при поддержке грантов Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых - кандидатов наук (МК-2015) МК-5787.2015.5. Работа Багаева А.В. поддержана грантом РФФИ 16-05-00264 А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zatsepin A.G., Ginzburg, A.I., Kostianoy A.G. et. al. Observation of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // J. Geophys. Res. 2003. V.108.№ C83246. P. 1–27.

2. Латун В.С. Антициклонические вихри в Черном море летом 1984 г. // Морск. гидрофизический журн. 1989. № 3.С. 27–35.

3. Кривошея В.Г., Титов В.Б., Овчинников И.М., и др. Влияние циркуляции вод и вихревых образований на глубинное положение верхней границы сероводородной зоны Черного моря // Океанология.2000.Т. 40. № 6. С. 816 – 825.

4. Korotaev, G. K., Knysh, V. V., & Kubryakov, A. I. (2014). Study of formation process of cold intermediate layer based on reanalysis of Black Sea hydrophysical fields for 1971–1993. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 50(1), 35-48.

5. Kubryakova E. A. Korotaev G. K. (2016) Influence of Vertical Motions on Maintaining the Nitrate Balance in the Black Sea based on Numerical Simulation, Oceanology, Vol. 56, No. 1, pp. 25–35

6. Kubryakov, A. A., & Stanichny, S. V. (2015). Mesoscale eddies in the Black Sea from satellite altimetry data. Oceanology, 55(1), 56-67.

7. Chaigneau, A., Le Texier, M., Eldin, G., Grados, C., & Pizarro, O. (2011). Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(C11).

8. Argo data management (2013) Argo user's manual, Tech. rep., Ifremer. doi:10.13155/26387

9. Kubryakov, A. A., & Stanichny, S. V. (2011). Mean Dynamic Topography of the Black Sea, computed from altimetry, drifter measurements and hydrology data. Ocean Science, 7(6), 745-753.

Kubryakov A.A., Bagaev A.V., Stanichny S.V.

DYNAMIC AND THERMOHALINE STRUCTURE OF THE BLACK SEA EDDIES

Dynamical and thermohaline structure of the Black Sea eddies was investigated by means of the satellite altimetry and profiling ARGO floats data. Estimates of cyclonic and anticyclonic movements influence to the basin's temperature and salinity fields' disturbances are given.

УДК 551.465

Е.А. Кубрякова, Г.К. Коротаев

Федеральное государственное бюджеьное учреждение науки «Морской гидрофизический институт РАН», г. Севастополь, Российская Федерация
elena_kubryakova@mail.ru

МЕХАНИЗМ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ВОДО- И СОЛЕОБМЕНА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА ЧЕРНОГО МОРЯ И ЕГО ЦЕНТРАЛЬНОГО РАЙОНА

В настоящей работе на основе численного моделирования проводятся оценки горизонтального переноса соли из центральной части Черного моря на континентальный склон. Используется боксовая гидродинамическая модель Черного моря, основанная на *POM*. Рассматривается горизонтальный перенос, вызванный сезонной изменчивостью вертикальной скорости в центральной части моря, и действием горизонтальной турбулентной диффузии. Модельные оценки потока воды из центра на периферию согласуются с качественными оценками, проведенными в [1]. В работе показано, что в слое 0-30 м в среднем за год происходит отток соленой воды из центра под действием обоих факторов и только в летний период наблюдается незначительное поступление соли из района континентального склона. На глубинах 30-100 м, где наблюдается наибольшие горизонтальные градиенты солености, основной вклад дает горизонтальная турбулентная диффузия (от 50 до 90 %).

Исследование частично выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60036 мол_а_дк».

Ключевые слова: горизонтальный перенос, Черное море, боксовая модель, экмановский перенос.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кубрякова Е.А., Коротаев Г.К.* Сезонная изменчивость циркуляции и формирование солености поверхностных вод Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – №3. – С. 3-12.

2. *Korotaev G.K.*, *Saenko O.A.*, *Koblinsky C.J.* Satellite altimetry observations of the Black Sea level // J. Geophys. Res. – 2001. – Т. 106, № C1. – P. 917 – 933.

3. *Булгаков С.Н., Коротаев Г.К.* Возможный механизм стационарной циркуляции вод Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР. – 1984. – С. 32 – 40.

4. Водяницкий В.А. Основной водообмен и формирование солености в Черном море // Тр. СБС. – 1948. – Т. 6. – С. 386 – 432.

5. Булгаков С.Н., Коротаев Г.К. Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Часть 1: теория // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т. 32, №4. – С. 548-556.

6. *Зацепин А.Г., Гинзбург А.И. и др.* Вихревые структуры и горизонтальный водообмен в Черном море/ Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. – М.: Наука. – 2002. – С. 55-81.

7. Shapiro G.I., Stanichny S.V., Stanichna R.R. Anatomy of shelf-deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data // Remote Sensing of Environment. – 2010. – V. 114, № 4. – P. 867 – 875.

8. *Zatsepin A.G., Ginzburg, A. I., Kostianoy, A.G., Kremenetskiy, V.V., Krivosheya, V.G., Poulain P.- M., Stanichny S.V*. Observation of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // J. Geophys. Res. – 2003. – Vol. 108, Issue C8. – P. 1-27.

9. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V.*, Seasonal and interannual variability of the Blackseaeddies and itsdependence on characteristics of thelarge-scale circulation // Deep Sea ResearchPart I: Oceanographic Research Papers. –T. 97. – P. 80-91.

10. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2011. – 212 с.

11. *Булгаков С.Н., Коротаев Г.К.* Одномерная модель вертикальной стратификации вод Черного моря // Комплексные исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР. – 1984. – С. 41 – 48.

12. *Denman K. L.* A Time-Dependent Model of the UpperOcean / J. Phys. Oceanogr. – 1973. – Vol. 3. – P. 173-184.

13. *Кныш В.В.*, *Демышев С.Г.*, *Инюшина Н.В.*, *Коротаев Г.К.* Ассимиляция климатических гидрологических данных в модели Черного моря на основе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 1. – С. 26 – 38.

14. *Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al*. The ERA-40 re-analysis // Quart. Journ. Royal. Meteorol. Soc. – 2005. – vol. 131, № 612. – P. 2961-3012.

УДК 551.466.3

Е.Е. Лемешко[1], А.А. Полозок[2], Е.М. Лемешко[1]

[1]*Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь, Россия*
e.lemeshko@mhi-ras.ru, evgeny.lemeshko@mhi-ras.ru
[2]*Севастопольское отделение Государственного океанографического института имени Н.Н. Зубова, г. Севастополь, Россия*
polozok.umi@gmail.com

АНАЛИЗ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЯ АЗОВСКОГО МОРЯ МЕТОДОМ САМООРГАНИЗУЮЩИХСЯ КАРТ ПО ДАННЫМ АЛЬТИМЕТРИИ

Метод самоорганизующихся карт применялся для анализа и классификации полей уровня Азовского моря с целью выделения аномальных значений уровня моря, определения повторяемости штормовых ситуаций и типизации пространственной изменчивости возвышения морской поверхности. Метод был применен для анализа суточных данных альтиметрии AVISO и срочных измерений уровня моря на ряде постов Азовского моря. Результаты валидации данных альтиметрии по береговым постам Азовского моря дают достаточно хорошее соответствие для среднесуточных данных и могут быть использованы для изучения пространственно-временной изменчивости уровня Азовского моря от суточных до синоптических масштабов.

Получены оценки среднего уровня Азовского моря и среднеквадратичных значений уровня за период 2010–2014 гг., что позволило выделить периоды интенсивной пространственной изменчивости уровня, характерной для периодов интенсивных штормовых ситуаций.

Применение метода самоорганизующихся карт позволило выделить типы пространственной изменчивости уровня моря, характерные для периода штормовых нагонов, которые согласуются с данными береговых наблюдений, в том числе и в дельте Дона. Сопоставление полученных результатов с анализом приземного атмосферного давления и скорости ветра по данным ре-анализа Era-Interim позволяют сделать вывод о пригодности метода самоорганизующихся карт, в том числе, и для типизации атмосферных процессов над Азовским морем и выделения экстремальных ветровых ситуаций, согласующихся с результатами анализа данных альтиметрии.

Ключевые слова: уровень моря, штормовые нагоны, карты Кохонена, дельта Дона, ре-анализ.

Аномальные сгонно-нагонные колебания уровня Азовского моря возможны только при синоптических процессах, генерирующих поле ветра значительной скорости (>15 м/с). Большинство таких явлений наблюдается, в основном, в осенний и зимний сезоны. Наибольшие амплитуды колебаний уровня отмечаются в Таганрогском заливе и Геническе, наименьшие в Керченском проливе. Длительное стояние уровня на опасных отметках возможно при устойчивых сильных ветрах восточного и северо-восточного

направления. В таких случаях сильные нагоны будут отмечаться у северо-западного побережья моря и соответственно значительный спад уровня на восточном побережье моря. При смещении глубоких циклонов с юга или северо-запада, проходящих через центр Азовского моря и обуславливающих северо-западный ветровой поток над морем, возможны кратковременные, значительные повышения уровня в восточной и юго-восточной части моря.

Данные наблюдений показывают, что амплитуды сгонно-нагонных колебаний уровня в Азовском море бывают очень значительными. В качестве подтверждения в [1] приведены экстремальные характеристики колебаний уровня Азовского моря по данным береговой сети станций за весь исторический период наблюдений, подъемы уровня более 2 м относительно нулевых отметок отмечались в районах Геническа, Таганрога и Темрюка. В свою очередь падения уровня более чем на 2,5 м наблюдались в Таганроге и Ейске. Максимальный размах колебаний на большинстве станций превышает 3 м.

Помимо изменчивости уровня в прибрежной зоне интересует также пространственная изменчивость уровня моря по всей акватории. С развитием спутниковых методов наблюдения над уровнем моря появилась возможность оценить пространственно-временную изменчивость уровня Азовского моря, что может быть использовано для валидации численных моделей циркуляции.

В работе использовались суточные данные альтиметрии AVISO [2] и срочные измерения уровня моря на ряде постов Азовского моря. Дополнительная цель работы заключалась также в проверке качества данных альтиметрии путем сопоставления со среднесуточными данными уровня моря на постах в Бердянске и Таганроге. Для этого выбирался ближайший к посту узел сетки данных альтиметрии и формировался ряд аномалий уровня моря за 2012-2014гг. Затем производилось визуальное сравнение временного хода уровня моря, считались средние значения и среднеквадратичное отклонение (с.к.о.) разницы между данными поста и альтиметрии. Значение этой разницы (данные поста минус альтиметрия) за 2013г. на постах в среднем составило минус 0,34 см, а с.к.о. отклонений 6,2 см. При графическом представлении данных видно, что ряд уровня по данным альтиметрии имеет лучшее соответствие со среднесуточными данными поста, если их сгладить трехдневным временным окном. Таким образом, данные AVISO не отображают временные осцилляции уровня моря с периодом меньшим 1-2 дней. Однако, они дают приемлемое описание временной изменчивости уровня моря на мезо- и синоптических масштабах, а также его сезонного хода.

В результате, можно сделать вывод о приемлемости качества данных AVISO для изучения пространственно-временной изменчивости уровня Азовского моря с учетом упомянутых выше ограничений.

От аномальных сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря страдают в основном прибрежная зона и дельты рек Дон и Кубань. Анализ береговых данных наблюдений за 2012-2014 год и публикаций [3] выявил два наиболее экстремальных штормовых нагона в устье Дона: 21-23 марта 2013 и 23-25 сентября 2014 года. По данным автоматического измерения уровня воды в устье Дона на посту в х.Донской штормовой нагон длился около суток, начался вечером 23.09.2014 и достиг пика к 18 часам 24.09.2014 более 2.8м.

Для всего Азовского моря могут возникать сгонно-нагонные колебания для разных участков побережья в зависимости от силы и направления ветра [1]. В условиях отсутствия информации по ряду уровенных постов полезно использование данных альтиметрии, осредненных по всей акватории Азовского моря, и их среднеквадратичных отклонений. Период возникновения интенсивных сгонно-нагонных колебаний в разных частях Азовского моря можно выделить по графику с.к.о. среднего уровня Азовского моря. Таким образом, в эти периоды величины с.к.о достигают 10-15 см (рис. 1).

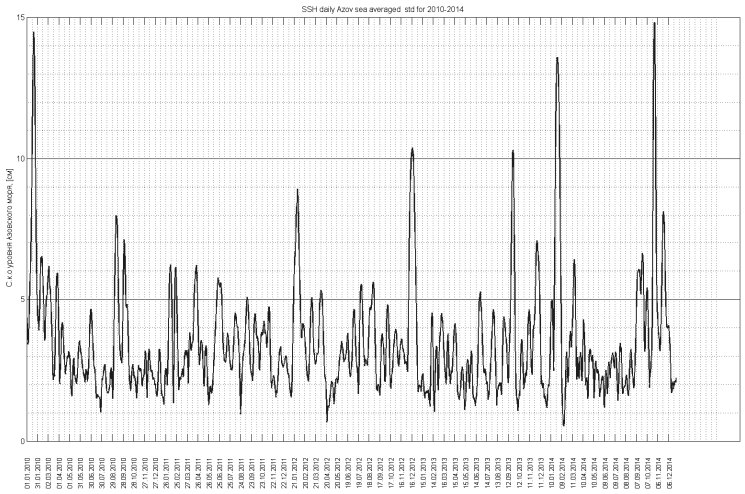


Рис. 1 – СКО среднего уровня Азовского моря за период 2010–2014гг. по суточным данным альтиметрии

Пространственная изменчивость уровня Азовского моря изучалась на основе анализа ежесуточных карт уровня по данным альтиметрии и их сопоставления с климатическими атласами уровня Азовского моря. При построении карт уровня моря по данным альтиметрии сигнал от возвышения поверхности воды в непосредственной близости от берега (до 20км) не проявляется. Следовательно, непосредственно штормовые нагоны\сгоны в прибрежной зоне выделены быть не могут, однако, получается целостная картина пространственной изменчивости уровня всего моря.

Рассмотрим случай 26.03.2013 – начало интенсивного штормового нагона в дельте Дона. В юго-западной части Азовского моря возникает

понижение уровня и рост уровня в восточной части с максимумом в Таганрогском заливе (свыше 16 см), перепад уровня по морю составил 14 см. Аналогичная картина наблюдается и для другого периода экстремального штормового нагона 24.09.2014: величины аномалий уровня составили до 5 см в Таганрогском заливе, перепад уровня по всему морю достиг 25 см.

Зачастую трудно проанализировать и интерпретировать полученные данные численного моделирования из-за больших массивов информации и нелинейности исследуемых процессов.

Для анализа полученных результатов был применен нелинейный метод анализа данных на основе нейронной сети – алгоритм самоорганизующихся карт Кохонена (СОК) [4]. Метод был адаптирован для идентификации и выделения пространственных и временных аномалий из больших массивов информации, его пригодность была продемонстрирована на примере анализа многолетних данных температуры поверхности моря (ТПМ) для Черного моря, по которым были выделены аномалии температуры поверхности моря и идентифицированы проявления апвеллинга [4].

Метод самоорганизующихся карт – нелинейный метод анализа данных фактически является непараметрической регрессией и главным образом используется для представления многомерных, нелинейно связанных элементов в наглядной форме для выполнения классификации и идентификации данных. Метод позволяет автоматизировать программное выделение аномалий или заданных величин. В данном случае были выделены аномалии уровня моря по данным альтиметрии за период 2010-2014гг. и получены оценки повторяемости аномалий в процентах. Для анализа использовалась нейронная сеть из 12 карт. В результате было получено, что самоорганизующаяся карта аномалий уровня Азовского моря №7 описывает пространственное распределение уровня моря в период штормового нагона в северо-восточной части Азовского. Такая карта имеет повторяемость в 5% от всех данных за период 2010-2014гг (рис. 2).

Дополнительно исследовалось поле скорости ветра в периоды экстремальных штормовых нагонов. Для этого использовались 6 часовые данные ре-анализа Era-Interim [5].

В результате получено, что в периоды штормовых нагонов, выявленные на основе анализа данных альтиметрии методом самоорганизующихся карт, действительно наблюдается скорость западного / юго-западного ветра более 15 м/с. Например, во время прохождения циклона над Азовским морем 24.09.2014 западный ветер был более 15 м/с по данным ре-анализа Era-Interim.

Подводя итоги, можно отметить следующие результаты:

Данные альтиметрии пригодны для изучения пространственно-временной изменчивости уровня Азовского моря от суточных до синоптических масштабов.

Результаты валидации данных альтиметрии по береговым постам Азовского моря дают достаточно хорошее соответствие для среднесуточных данных.

Преимуществом данных альтиметрии является получение карт изменчивости уровня и оценки тенденции изменения уровня в различных районах моря.

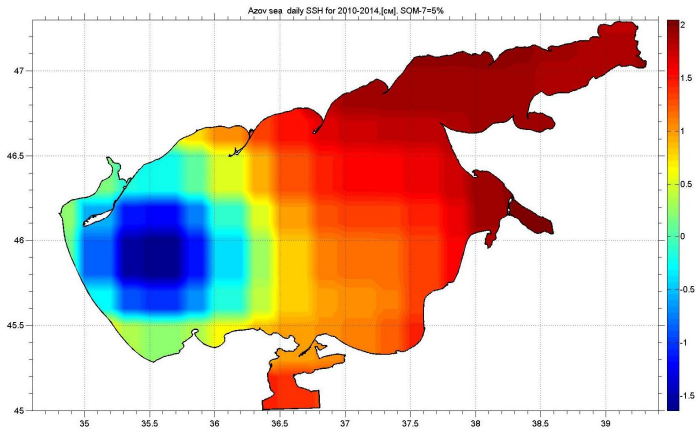


Рис. 2. Самоорганизующаяся карта уровня Азовского моря №7, повторяемость 5% за период 2010–2014гг.

Получены оценки среднего уровня Азовского моря и среднеквадратичных значений уровня за период 2010–2014 гг., что позволило выделить периоды интенсивной пространственной изменчивости уровня, характерной для периодов интенсивных штормовых ситуаций.

Для анализа и классификации полей уровня моря предложен метод самоорганизующихся карт. Его применение позволило выделить типы пространственной изменчивости уровня моря, характерные для периода штормовых нагонов, которые согласуются с данными береговых наблюдений.

Результаты анализа данных Era-Interim позволяют сделать вывод о его пригодности для типизации атмосферных процессов над Азовским морем и выделения экстремальных ветровых ситуаций.

Авторы благодарят РФФИ за поддержку, исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-06382"а""Экстремальные штормовые нагоны и затопления дельт рек в Азовском море: численное моделирование и анализ натурных данных" и гранта№15-05-10202"к" "Научный проект проведения экспедиционных исследований динамики вод и влияния интенсивных штормов на морфодинамические процессы в прибрежной зоне Азовского моря".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дьяков Н.Н., Фомин В.В.* Синоптические условия возникновения аномальных колебаний уровня Азовского моря // Тр. УкрНИГМИ, 2002. – Вып. 250. – С. 332 – 341.
2. *ftp.aviso.oceanobs.com/AVISO/pub/global/delayed-time/grids/msla/all-sat-merged/h/*
3. *Матишов Г.Г., Чикин А.Л., Бердников С.В., Шевердяев И.В., Клещенков А.В., Кириллова Е.Э.* Экстремальное затопление дельты Дона весной 2013 г.: хронология, условия формирования и последствия // Вестник Южного научного центра, 2014. – Том10 №1. – С. 17 – 24.
4. *Лемешко Е.Е., Репина И.А., Лемешко Е.М.* Идентификация проявлений апвеллинга методом самоорганизующихся карт температуры поверхности Черного моря // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь, 2013. –№ 19. – С. 135 – 139.
5. *http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/*

E.E.Lemeshko, A.A.Polozok, E.M.Lemeshko

ANALYSIS OF AZOV SEA LEVEL VARIABILITY BY SELF ORGANIZATION MAPS ON ALTIMETRY DATA

УДК 551.465

П.Н. Лишаев, В.В. Кныш, Г.К. Коротаев

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
pavellish@mail.ru

ПРОЦЕДУРА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ РЕДКИХ КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ И АЛЬТИМЕТРИИ

Предложена оригинальная процедура восстановления трехмерных полей температуры и солености для глубоководной области Черного моря, основанная на совместной обработке альтиметрических и малочисленных гидрологических наблюдений в Черном море за 1993–2012 гг. Восстановлены среднесуточные поля температуры и солености моря. Структуры полей температуры и солености коррелируют с топографией лубковпосредством сопоставления с непосредственными данными зондирований.

Ключевые слова: альтиметрия, буи Argo, температура, соленость, Черное море, малочисленные контактные наблюдения.

В данной работе предложен алгоритм восстановления трехмерных полей температуры и солености Черного моря, по данным альтиметрии. В его основе лежит представление о преобладании адиабатических процессов, определяющих изменчивость этих полей в широком диапазоне пространственно-временных масштабов.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕНОСТИ

Опишем алгоритм установления связи между смещениями уровня моря и отклонениями изоповерхностей. Значения температуры и солености, измеренные на гидрологических станциях, интерполированы по вертикали на горизонты модели 2.5, 5, 10, …, 30, 40, 50, 63, 75, 88, 100, 113, 125, 150, 175, 200, 250, 300, 400, …, 2100 м (Коротаев Г.К. и др., 2015). Данные измерений за период 1993–2012 гг. привязываются по координатам к значениям альтиметрического уровня моря (Коротаев Г.К. и др., 2015). На поверхности моря выделяются области между целочисленными значениями изолиний уровня с шагом 1 см, так называемые градации. Затем, все измеренные профили температуры и солености относятся к градациям уровня моря. Интервал накопления и осреднения профилей температуры и солености для каждой градации уровня моря равен 90 суток. Таким образом, мы получаем профиль температуры и солености, соответствующий определенной градации уровня для большинства месяцев 1993–2012 гг. Ввиду редкости контактных наблюдений в рассматриваемый период, не удается получить

профили температуры и солености для некоторых месяцев и отдельных градаций уровня моря. Из всего множества градаций уровня моря выделим т.н. «нулевую» градацию («–1, 0, 1») см, характеризующую невозмущенные профили солености и температуры.

В работе (Коротаев Г.К. и др., 2015) описана процедура получения среднемесячных профилей «нулевой» градации. Использование данной процедуры позволило получить непрерывный массив среднемесячных профилей невозмущенных температуры и солености за период 1993–2012 гг.

На рис.1 маркерами изображены значения температуры и солености, измеренные на станциях. Большой разброс значений рассматриваемых величин в верхнем слое является следствием атмосферного воздействия. Начиная с глубин 50–100 м, разброс существенно уменьшается. Отмеченная особенность указывает на преобладание вклада адиабатических процессов на указанных глубинах.

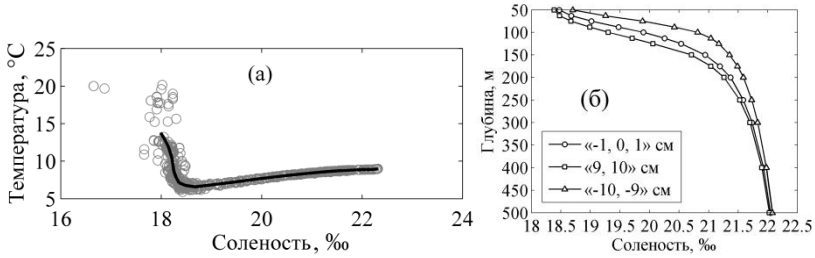


Рис.1. *T,S* - кривая (сплошная линия) «нулевой» градации уровня в мае 1994г. (а); среднемесячные профили солености, соответствующие выбранным градациям уровня моря для мая 1994г. (б)

Сравнение ежемесячных профилей солености, построенных на рис. 1, б для «нулевой» и других градаций уровня моря, позволяет определить глубину залегания изохалинной поверхности в остальных градациях уровня моря в слое 100–500 м. Для этого использовалась следующая процедура. Каждому месяцу соответствуют среднемесячные профили в градациях уровня. Из среднемесячного профиля солености «нулевой» градации выбиралось значение солености с определенного горизонта. Далее, посредством линейной интерполяции рассчитывалась глубина залегания h изоповерхности внутри каждой градации уровня. Данная процедура проводилась для всех значений профилей «нулевой» солености на горизонтах в слое 63–600 метров для периода 1993–2012 гг. Данные с глубинами записывались в таблицы.

По данным таблиц были построены ежемесячные диаграммы зависимостей «градация уровня моря – глубина» (рис. 2, а). Затем, построенные зависимости для каждого значения невозмущенной солености аппроксимировали линейной функцией вида $h(S_0, \zeta)=a(S_0)\zeta+b(S_0)$, где $h(S_0, \zeta)$– искомая глубина, ζ–значение уровня моря. Полученные функции позволяют

рассчитать искомую глубину залегания выбранного значения невозмущенной солености для всего диапазона изменчивости альтиметрического уровня.

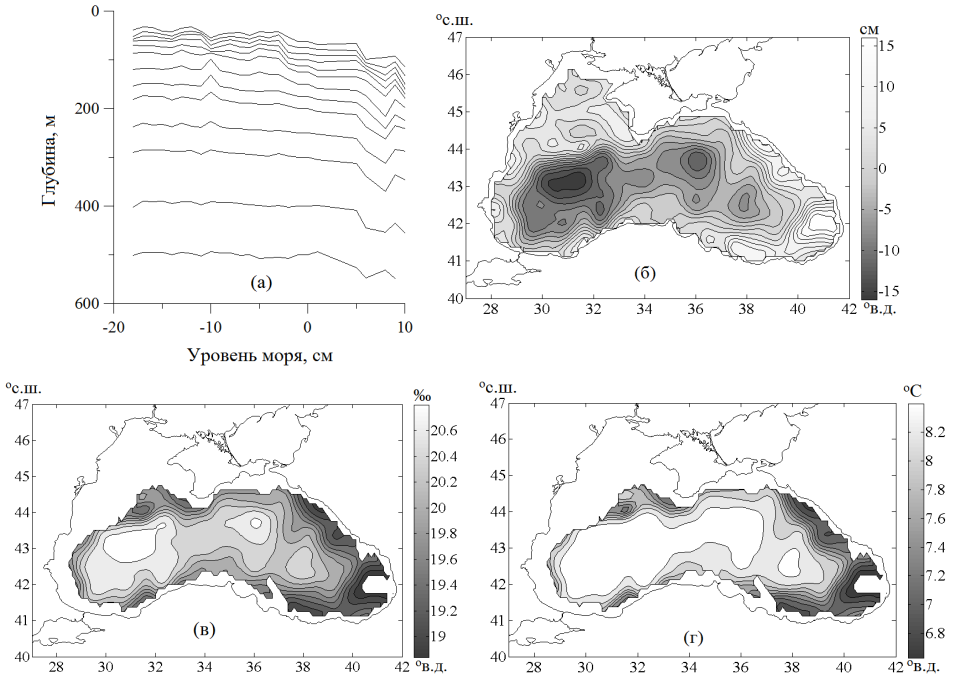


Рис.2. Диаграмма зависимости глубин *h* от градаций уровня моря на горизонтах слоя для мая 2012 г. (а); топография альтиметрического уровня моря (б), восстановленные поля температуры (в) и солености (г) на горизонте 100м, соответствующие 25 мая 2012г.

Использование ежесуточных значений альтиметрического уровня моря (Коротаев Г.К. и др., 2015; Url–1; Le Traon et al., 2001; Pascual et al., 2006) позволяют восстановить ежесуточные поля солености. Для каждого дня имеется набор следующих параметров: карта альтиметрического уровня, значения коэффициента *«a»*, свободного члена *«b»*, профиль солености «нулевой» градации. Профили солености строятся в точках сетки уровня моря, ограниченного 500-метровой изобатой. Подставляя значение уровня (ζ) в уравнение $h(S, \zeta)=a(S)\zeta+b(S)$, получаем глубину залегания изахолины. Для расчета значений солености на выбранных горизонтах проводим линейную интерполяцию.

Поля температуры восстанавливались с использованием *T,S* соотношений «нулевой» градации уровня. Ежесуточные поля солености и температуры восстанавливались во всех точках сетки альтиметрического уровня в слое 100–500 метров за период 1993–2012 гг.

ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ТОЧНОСТИ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕНОСТИ

Оценка точности восстановления полей температуры и солености проводилась путем сопоставления с данными контактных измерений. В

таблице 1 приведены средние и среднеквадратические отклонения восстановленной температуры и солености на горизонтах слоя 100–500 м.

Данные таблицы 1 свидетельствуют о том, что восстановленные температура и соленость занижены. Наибольшие по модулю средние отклонения температуры и солености соответствуют горизонту 100 м. Среднеквадратические отклонения температуры и солености уменьшаются с глубиной.

Таблица 1

Средние (СО) и среднеквадратические (СКО) отклонения восстановленных температуры и солености за 1993–2012 гг.

Горизонты, м	(СО)		(СКО)	
	температура, °С	соленость, ‰	температура, °С	соленость, ‰
100	-0,0424	-0,0366	0,3110	0,3935
113	-0,0282	-0,0106	0,2782	0,3571
125	-0,0220	-0,0133	0,2371	0,3187
150	-0,0091	-0,0067	0,1740	0,2441
175	-0,0087	-0,0102	0,1127	0,1576
200	-0,0105	-0,0170	0,0768	0,1065
250	-0,0069	-0,0145	0,0583	0,0675
300	-0,0042	-0,0124	0,0522	0,0516
400	-0,0014	-0,0088	0,0341	0,0350
500	0,0004	-0,0046	0,0239	0,0278

Большой интерес представляет пространственное распределение среднеквадратических ошибок восстановленных полей температуры и солености. Акватория моря, ограниченная изобатой 500 м, была разбита на области. Размеры областей равнялись 2° по широте и 1° по долготе. Внутри каждой области оценивались статистические характеристики отклонений.

Максимальные значения среднеквадратических отклонений солености получены в областях, примыкающих к северо-западному шельфу и материковому склону, а также в прибосфорском районе. Таким образом, повышенные значения СКО наблюдаются в районах, в которых нарушается приближение адиабатичности.

Значения СО и СКО восстановленных температуры и солености, оцененные посредством сопоставления с данными измерений на станциях и осредненные по горизонтам и прямоугольным областям моря на горизонтах слоя 100–500 метров, оказались, в основном, удовлетворительными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе описана процедура восстановления полей температуры и солености для глубоководной области Черного моря. Процедура основана на совместном анализе данных контактных измерений и альтиметрии. Основополагающей является гипотеза преобладания адиабатических процессов в изменчивости поля плотности. Предполагается, что изоповерхности Черного моря достаточно точно зависят однопараметрически от топографии уровня моря.

В качестве «базовой» стратификации выбрана «нулевая» градация уровня. Рассчитанные глубины залегания солености из профиля «нулевой» градации по профилям остальных градаций уровня моря позволили определить линейную зависимость между глубиной залегания изохалины и значением уровня моря. Использование этой зависимости позволило восстановить профили солености в каждой точке сетки уровня моря. Профили температуры были восстановлены по *T,S* соотношениям «нулевой» градации уровня.

Анализ восстановленных полей температуры и солености показал, что значения рассматриваемых величин слегка занижены. Повышенные значения среднеквадратических ошибок полей температуры и солености в областях моря, примыкающих к склону северо-западного шельфа и юго-западного Крыма, указывают на нарушение приближения адиабатичности.

Построение трехмерных полей температуры и солености Черного моря выполнялось при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №16-05-00264 а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Коротаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В.* Методика анализа данных измерений температуры и солености Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня // Морской гидрофизический журнал. 2015. №2. С. 3–24.

2. *Le Traon P.-Y. Dibarboure G. Ducet N.* Use of a High-Resolution Model to Analyze the Mapping Capabilities of Multiple-Altimeter Missions // J. Atmos. Oceanic Technol. 2001. №18. P. 1277 – 1288.

3. *Pascual, A., Y. Faugère, G. Larnicol et. al.* Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters // Geophys. Res. Lett. 2006. №33. L02611.

4. *Url – 1*, AVISO, http://www.aviso.altimetry.fr/duacs.

Lishaev P.N., Knysh V.V., Korotaev G.K.

Procedure of reconstruction of the Black sea three dimensional temperature and salinity fields based on rare hydrological data and altimetry

УДК 551.465

А.Н. Лукьянова[1], А.В. Багаев[1], Т.В. Пластун[1], Н.В. Маркова[1],
В.Б. Залесный[2], В.А. Иванов[1]

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
Институт вычислительной математики РАН, г. Москва
annieromanenko@gmail.com

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И НАТУРНЫМ ДАННЫМ: Ч. II. ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ ИВМ РАН И СРАВНЕНИЕ С ДАННЫМИ БД МГИ РАН

В работе проведен анализ результатов численных экспериментов по моделированию климатической циркуляции Черного моря, выполненных на основе термогидродинамической модели Черного и Азовского морей Института вычислительной математики РАН (ИВМ РАН). Построены карты течений и вертикальные разрезы в поле температуры. Показано, что модель хорошо воспроизводит основные элементы циркуляции вод, а их вертикальная термохалинная структура согласуется с данными среднемноголетних наблюдений.

Впервые рассмотрена совокупность измерений из Банка данных (БД) Морского гидрофизического института (МГИ) РАН и результатов климатического расчета с применением численных моделей ИВМ РАН и МГИ РАН, обобщенная и приведенная к единым пространственным координатам. Проведен анализ данных об амплитудах и направлениях течений на глубинах 500, 750 и 1000 м. Отмечена характерная неустойчивость направления измеренных течений, наиболее резко проявляющаяся для станций над свалом глубин, и высокая дисперсия при осреднении амплитуд. Обе модели показали гораздо более устойчивую структуру поля скоростей. Модель ИВМ в ряде случаев точнее воспроизводит направление течений относительно БД, но для многих станций занижает амплитуды модуля скорости. Это может быть объяснено недостаточным разрешением в описании рельефа дна Черного моря, сравнительно низкими энергиями климатического поверхностного форсинга и отсутствием ассимиляции профилей климатической температуры и солености.

Ключевые слова: Черное море, численное моделирование, глубоководная циркуляция, база данных.

Модель гидродинамики Черного и Азовского морей Института Вычислительной Математики РАН (ИВМ РАН) основана на системе примитивных уравнений, записанных в сферической системе координат с учетом приближений гидростатики и Буссинеска. В качестве вертикальной координаты в модели используется безразмерная переменная $\sigma \in [0, 1]$:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{H - \zeta'}$$

где ζ – отклонение уровня моря от его невозмущенного состояния, H – глубина моря в состоянии покоя, z – направленная вниз физическая вертикальная координата с началом на невозмущенной поверхности моря [1, 2]. Уравнения модели записываются в симметризованной форме и приведены в [2].

В численной реализации модели используются методы многокомпонентного расщепления по физическим процессам и геометрическим координатам, применение которых существенно увеличивает экономичность расчётов [3].

Расчетная область, аппроксимирующая акваторию Черного и Азовского морей, расположена от 27°26′60″ E до 41°45′00″ E и от 40°54′36″ N до 47°16′12″ N. Пространственное разрешение модели составляет (0°3′) × (0°2′24″) по долготе и широте соответственно, что составляет ~4 км по горизонтальным координатам. По вертикали задается 40 неравномерно распределенных по глубине σ – уровней. Шаг расчета по времени – 5 минут. Топография дна, начальные и граничные условия приведены в [1].

Для расчета атмосферного воздействия в модели ИВМ РАН используется форсинг по данным CORE [4]. Пространственное разрешение данных CORE составляет 1.825° по долготе (192 точки) и неравномерно по широте (94 точки).

Проводился численный эксперимент сроком на 4 года. Запись данных для анализа производилась на последний год расчета каждые 7 дней.

Модель хорошо воспроизводит важный элемент термохалинной структуры Черного моря – холодный промежуточный слой [5] (см. рис. 1). В поле поверхностной циркуляции определяются характерные черты Основного черноморского течения. Циркуляция в верхних слоях циклоническая (см. рис. 2, а). На глубинах более 750 м в областях наибольшего градиента дна отмечены узкие относительно интенсивные течения (10-20 см/с), направленные против основного потока (см. рис. 2, б), подробнее их исследование приводится в части I.

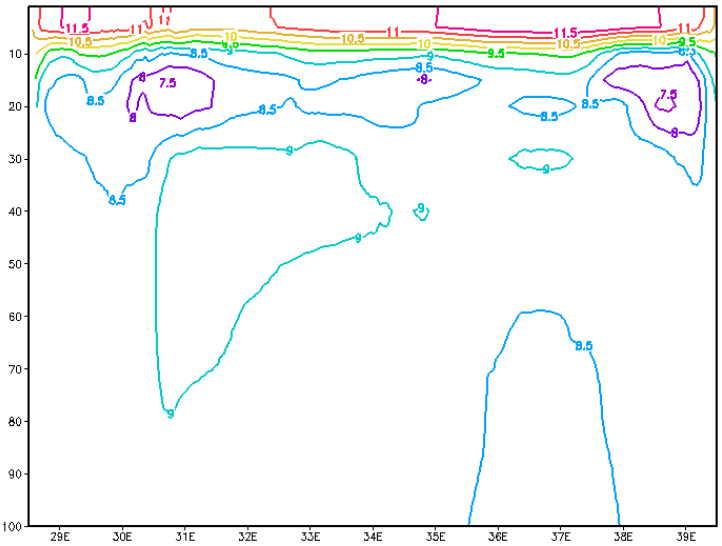


Рис.1. Среднемесячное поле температуры (°С) в марте на широтном разрезе вдоль 43.5° с.ш. по данным численного расчета. Изотермы проведены каждые 0.5 градуса

В модели МГИ РАН в качестве вертикальной координаты используется физическая координата *z*, поэтому аппроксимация рельефа в моделях ИВМ РАН и МГИ РАН различна, что является важным аспектом при исследовании глубоководной циркуляции и сравнении результатов.

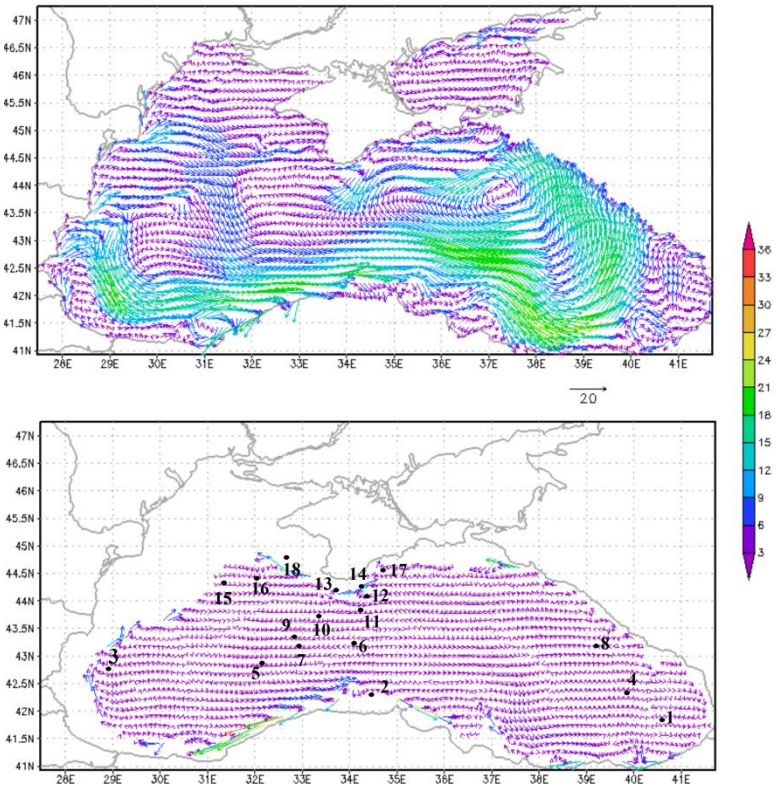


Рис.2 Среднемесячное поле скорости в см/с, февраль. Вверху – на глубине 5 м, внизу – на глубине 500м

Была произведена выборка измерений глубоководных течений в Черном море из Банка данных МГИ РАН. Выборка содержит ретроспективные данные о годе, месяце, широте, долготе, горизонте, направлении и скорости течений. Всего 21798 измерений за годы: 1960, 1975, 1988, 1991, 1992. Проведено межгодовое осреднение данных в точках измерений на разных горизонтах. Построены карты, визуализирующие направление и скорость течений, на горизонтах 500, 750, 1000 и 1500 м по данным БД МГИ РАН.

Для получения наибольшей достоверности из модельных данных были выбраны станции с одинаковыми глубинами, и координатами, близкими к координатам точек измерения БД МГИ РАН. В этих же точках были получены данные численного расчета по численной модели МГИ РАН для улучшения надежности валидации [6].

Было произведено два варианта подбора точек: в первом – выбиралось две точки по четырем направлениям сетки из данных каждой модели, близлежащие к каждой точке БД МГИ РАН. Во втором варианте выбиралась одна точка для каждого направления. В обоих случаях средние скорости и направления течений различались в пределах погрешностей, поэтому для валидации моделей был выбран второй вариант подбора точек.

Сравнительный анализ модулей скоростей течений по модели ИВМ РАН и данным БД МГИ РАН показывает, что данные по скоростям течений модели ИВМ РАН для ряда станций (в особенности, для горизонта 500 м) содержат меньшие по модулю скорости значения, чем данные БД МГИ РАН (рис. 3).

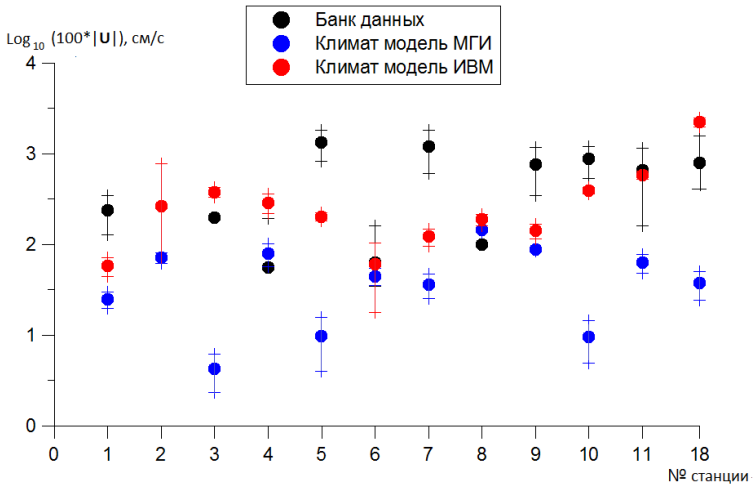


Рис. 3. Сравнительный график модулей скоростей в полулогарифмической шкале по результатам численного моделирования (синим – модель МГИ, красным – модель ИВМ) и данным БД МГИ РАН (черным), глубина 1000 м

Это может быть объяснено сравнительно низкими энергиями заданного атмосферного воздействия. Кроме того, большинство точек, в которых

наблюдаются отличия в значениях модулей скоростей, располагаются на свале глубин.

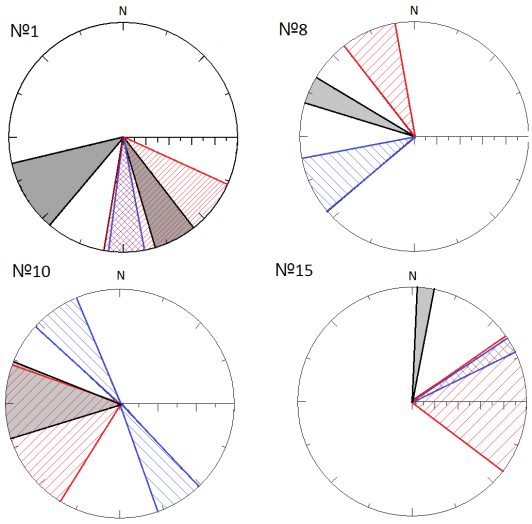


Рис. 4. Сравнительные диаграммы направления течений для различных станций на глубине 500 м по результатам моделирования (синим – модель МГИ, красным – модель ИВМ) и данным БД МГИ (серый сектор). Ширина сектора соответствует величине дисперсии. Цифрами показаны номера станций из БД МГИ

Сравнение направлений течений по данным БД МГИ и модели ИВМ показывает хорошее соответствие, подтверждая общий циклонический характер циркуляции и наличие противотечений в областях наибольшего градиента дна. (см. рис. 4, точки №1 и №15).

Работа Багаева А.В. и Лукьяновой А.Н. выполнена в МГИ РАН при финансовой поддержке государства в лице Министерства образования и науки РФ в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014 - 2020 годы» (уникальный идентификатор проектаRFMEFI57714X0110) . Работа Марковой Н.В. выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №16-05-00264 "А".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zalesny V.B., Diansky N.A., Fomin V.V. et al. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov//Russ.J.Numer.Anal. Math. Modelling.-2010. -V.25, № 6. – P. 581-609.

2. В.Б. Залесный, А. В. Гусев, С. Н. Мошонкин. Численная модель гидродинамики Черного и Азовского морей с вариационной инициализацией температуры и солености//Известия РАН. Физика атмосферы и океана.-2013. -Т. 49, № 6. -С. 699-716.

3. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики.- СПб: Лань, 2009.- 608 с.
4. Онлайн ресурс http://data1.gfdl.noaa.gov/ (дата проверки: 26.01.2016)
5. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. – 212 с.
6. Демышев С.Г. Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. - 2012. - Т. 48, № 1.- С. 1–13.

A.N. Lukyanova, A.V.Bagaev, T.V. Plastun, N.V. Markova,
V.B.Zalesny, V.A.Ivanov

THE BLACK SEA DEEP-WATER CIRCULATION RESEARCH BY RESULTS OF NUMERICAL MODELLING AND IN-SITU DATA: P. II.INM RAS MODEL NUMERICAL EXPERIMENT

The present work analyses the numerical experiments on the climatic circulation modeling run with a thermodynamic model of the Black and the Azov Seas developed by the Institute of Numerical Mathematics, RAS.Maps of currents and vertical sections of temperature fields are given. The model is shown to reproduce the main elements of water circulation well, while their vertical thermohaline structure agrees with the data from long-term observations.

The database query from MHI RAS and results of climatic experiment with numerical models of INM RAS and MHI RAS are generalized and transferred to a unified grid. Information on amplitudes and directions of currents at 500, 750 and 1000 m is analyzed. The currents in question are characterized by high variance for averaged amplitudes and an unstable change of directions, which is most evident for the stations over continental slopes. The INM model is more accurate (compared to the database) when reproducing the currents direction, but, for many stations, it underscores the speed amplitudes. This might be explained by insufficient resolution for the Black Sea bathymetry description, relatively low energy for the surface forcing, and absence of climatic temperature and salinity profiles assimilation.

УДК 551.462.33

Т.М. Максимовская, О.В. Хаймина

Российский государственный гидрометеорологический университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
rshu@rshu.ru

СУБМАРИННАЯ РАЗГРУЗКА КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНОЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ МОРСКИХ ВОД

Работа посвящена изучению явления субмаринной разгрузки в Кандалакшском заливе Белого моря и возможности его идентификации по данным наблюдений со стандартных горизонтов. В статье выполняются следующие задачи: обобщение опубликованных данных о причинах формирования аномальной вертикальной структуры вод Мирового океана; подготовка массивов данных гидрологических и гидрохимических наблюдений в вершине Кандалакшского залива; осуществлена классификация типов вод с использованием кластерного анализа; исполнены оценка пространственной и временной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик различных типов вод и анализ внешних факторов, возможно приводящих к субмаринной разгрузке.

Данное исследование позволило сделать ряд выводов: по данным наблюдений в 2002-2005, 2009 годах в вершине Кандалакшского залива было выделено 4-6 классов (типов) вод по данным наблюдений со стандартных горизонтов и данным СТД-зондирования; применение кластерного анализа для разделения водных масс приводит к похожим, но не аналогичным результатам при использовании TS данных и гидрохимических данных; по результатам кластерного анализа при использовании только данных со стандартных горизонтов не удалось выделить в отдельный класс воды субмаринной разгрузки; наиболее вероятно субмаринная разгрузка вод в вершине Кандалакшского залива вызвана выходом трещинно-жильных вод, которые приурочены к системе тектонических разломов.

На основе исследования установлено, что более детальное изучение субмаринной разгрузки в вершине Кандалакшского залива возможно только при регулярном выполнении наблюдений в зоне тектонических разломов с учетом сейсмической активности на Кольском полуострове.

Ключевые слова: Белое море, Кандалакшский залив, субмаринная разгрузка, кластерный анализ.

В настоящее время явление разгрузки подземных вод в морские воды изучено недостаточно. Имеющиеся отрывочные сведения не позволяют оценить вклад каждого подобного явления в формирование структуры морских вод в различных районах Мирового океана, поэтому необходимо детальное изучение каждого выявленного, хорошо освещенного данными случая.

Изучение субмаринной разгрузки актуально в практическом смысле в ряде случаев. Например, при создании аквакультурного хозяйства необходим

учет всех факторов состояния среды обитания культивируемых видов морских организмов. Одним из негативных и, скорее всего, непредвиденным фактором может оказаться выход подземных вод с аномальными для данного района характеристиками. Это может если не погубить организмы, то сорвать дорогостоящие мероприятия по выбору места для аквакультурного хозяйства и оценке его пригодности. С другой стороны, в современных условиях недостатка пресной воды также необходимо детальное изучение разгрузки подземных вод. При наличии достаточных условий и сведений о формировании субмаринного источника в приморских районах недостаток в пресной воде хорошего качества в некоторых случаях можно восполнить за счет использования подземных источников.

Целью данной работы было изучение явления субмаринной разгрузки в Кандалакшском заливе Белого моря и возможность его идентификации по данным наблюдений со стандартных горизонтов (рис. 1).

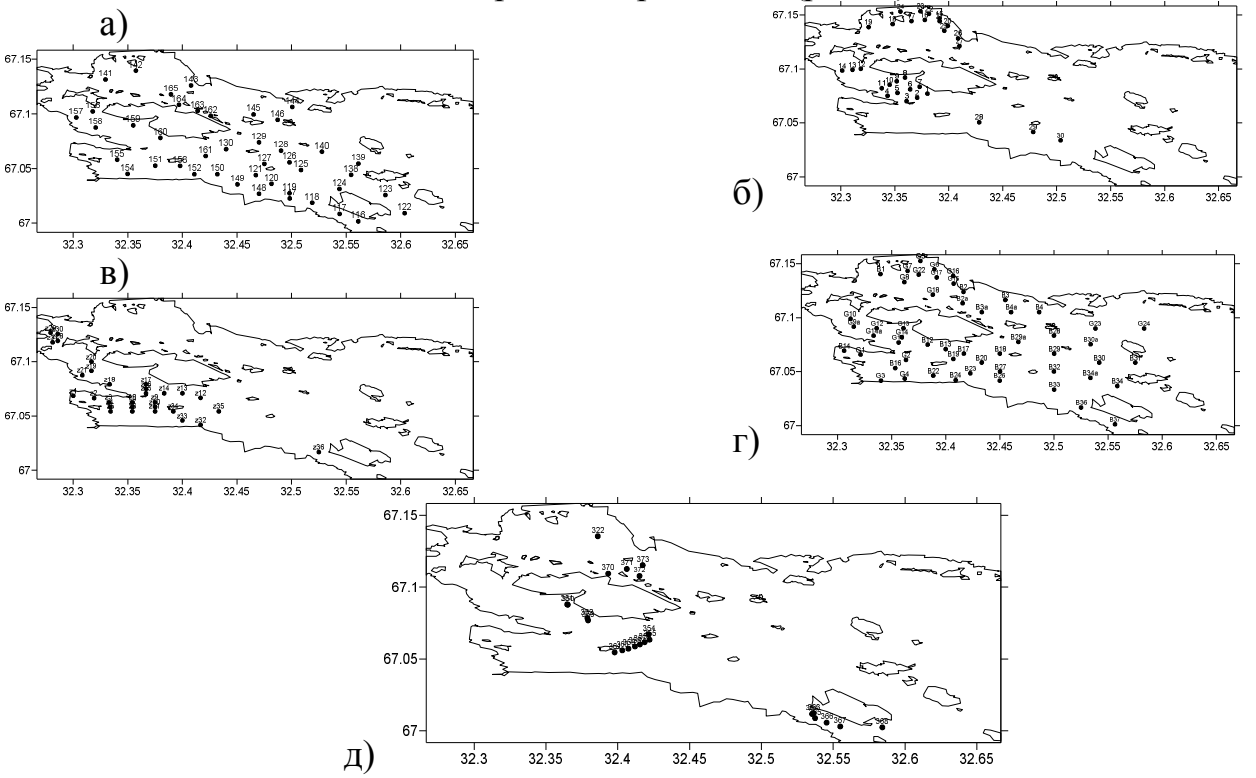


Рис. 1 – Расположение станций измерений гидрологических и гидрохимических характеристик: а) 2002 год, б) 2003 год, в) 2004 год, г) 2005 год, д) 2009 год.

В работе использовался материал натурных исследований, полученных в ходе летних экспедиций РГГМУ-ПИНРО начала 2000-х годов [1] (табл. 1).

Таблица 1

Общая характеристика данных гидрологических и гидрохимических наблюдений [4] в вершине Кандалакшского залива

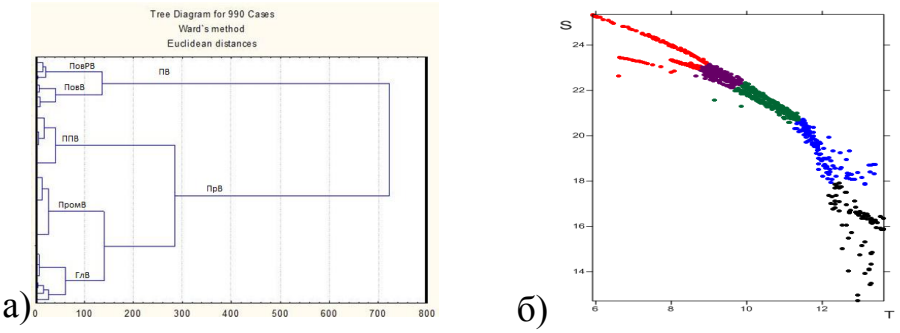
Год	Период	Дискретность, м	Общее количество станций	Источник	Количество наблюдений				
					T	S	O_2ml	pH	NO_2
2002	1.07-16.07	3-5	43	Батометрические съемки	218	218	184	218	
2004	9.07-14.07	3-5	36	Батометрические съемки	162	162	145	145	145
	9.07-14.08	0.1-0.5	44	СТД-зондирование	781	781	-	-	-
2005	15.07-22.07	3-5	43	Батометрические съемки	257	257	257	257	257
2009	01.09-7.09	0.5	24	СТД-зондирование	990	990	-	-	-

Задачи работы:

1. обобщить опубликованные данные о причинах формирования аномальной вертикальной структуры вод Мирового океана, в том числе случаи субмаринной разгрузки;
2. подготовить массивы данных гидрологических и гидрохимических наблюдений в вершине Кандалакшского залива [3] за летний период и выполнить классификацию типов вод с использованием кластерного анализа;
3. на основании анализа результатов иерархической кластеризации оценить пространственную и временную изменчивость гидролого-гидрохимических характеристик различных типов вод;
4. оценить согласованность изменений вертикальнойструктуры вод в результате субмаринной разгрузки по данным, полученным в начале 2000-х годов в вершине Кандалакшского залива гидрологических и гидрохимических наблюдений;
5. провести анализ внешних факторов, возможно приводящих к субмаринной разгрузке.

Основным методом типизации вод являлся метод кластерного анализа (см. рисунок 2а). Использовался агломеративный метод – иерархический метод Уорда (Варда) [2]. В качестве меры сходства применялось Евклидово

расстояние. Реализация МКА проводилась с помощью компьютерного пакета STATISTICA. Для кластеризации данные нормировались на среднее значение по всему массиву. Для оценки значимости различия выбранных классов использовалась проверка достоверности отличия средних значений параметров между классами по t-критерию Стьюдента. Визуализация результатов осуществлялась в пакетах Surfer и Grapher (рис. 2б).



а) б)

Рис. 2. Результаты выделения классов вод на основе кластерного анализа (дендрограммы и TS-диаграммы) для 2009 года

В итоге исследование гидрологических и гидрохимических характеристик вершины Кандалакшского залива в летний период позволило сделать ряд выводов:

- по данным наблюдений в 2002-2005, 2009 годах в вершине Кандалакшского залива было выделено 4-6 классов (типов) вод по данным со стандартных горизонтов и данным СТД-зондирования. Наименьшее количество типов вод выделялось в годы, когда наблюдения выполнялись только в малых заливах: в Палкиной губе и Канда; максимально количество различных классов вод в 2004 г. при выраженной субмаринной разгрузке;
- показано, что применение кластерного анализа приводит к похожим, но не аналогичным результатам при использовании TS данных и гидрохимических данных;
- по результатам кластерного анализа при использовании только данных со стандартных горизонтов не удалось выделить в отдельный класс воды субмаринной разгрузки, однако использование только гидрохимических данных, как и использование TS, позволяет примерно определить область разгрузки вод при построении разрезов в районе тектонических разломов;
- наиболее вероятно субмаринная разгрузка вод в вершине Кандалакшского залива вызвана выходом трещинно-жильных вод, которые приурочены к системе тектонических разломов [5, 6, 7];
- более детальное изучение субмаринной разгрузки в вершине Кандалакшского залива возможно только при регулярном выполнении

наблюдений в зоне разломов, а также при учете сейсмической активности района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бехтев В. В. Анализ межгодовой изменчивости термохалинной структуры вод вершины Кандалакшского залива в летний период: дипломный проект.- 2007
2. Г.Н. Торопчина, Н.Н. Двоерядкина, Г.П. Вохминцева. Элементы кластерного анализа. Учебное пособие. – Благовещенск, 2006. – 42с.
3. Лоция Белого моря.- М.: ГУНиО.- 1983.- С. 246-311
4. Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. Издание 2, перераб. и доп.- Л.: ГИДРОМЕТИЗДАТ.- 1977.- С.29
5. Павлов А.Н. Геофизика. Общий курс о природе Земли. Учебник.- СПб: изд. РГГМУ, 2006.- С.225-277
6. Коротков А.И., Павлов, А.Н., Юровский Ю.Г. -Гидрогеология шельфовых областей. Л.- 1980.
7. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2011 г. − СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. − 80 с.

T. M. Maksimovskaya, O.V. Khaymina

SUBMARINE UNLOADING AS A FACTOR FORMATION OF THE ABNORMAL VERTICAL STRUCTURE OF WATER

УДК 551.465

Н.В. Маркова, О.А. Дымова, С.Г. Демышев

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь, Россия
n.v.markova@mail.ru

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И НАТУРНЫМ ДАННЫМ: Ч. I. ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИ МГИ

Рассмотрены результаты численных экспериментов по реконструкции течений Черного моря ниже основного пикноклина (на глубинах более 300 м). Расчеты проведены на базе нелинейной *z*-координатной модели МГИ с учетом климатического атмосферного воздействия и данных атмосферного реанализа за 2006, 2010, 2013 гг. В полях скоростей на горизонтах ниже 1000 м обнаружено течение, распространяющееся вдоль свала глубин в противоположном Основному черноморскому потоку направлении (противотечение). В климатических полях противотечение существует в весенне-летний период года в северной части бассейна. В полях, полученных с учетом атмосферного реанализа, противотечение в форме отдельных струй наблюдается также в других регионах моря во все сезоны.

Ключевые слова: численное моделирование, модель МГИ, Черное море, глубинная циркуляция, климатические течения, противотечение.

Введение. Несмотря на постоянно пополняемую базу натурных наблюдений, отдельные районы Черного моря и особенно глубины ниже 300 м остаются недостаточно обеспеченными измерениями. Восстановление полной картины циркуляции только на их основе не дает удовлетворительного результата, и поэтому применение математических моделей для изучения глубоководных течений более чем оправдано. Численное моделирование позволяет исследовать основные гидрофизические характеристики морской среды с высокой дискретностью по пространству и времени. В статье представлен численный анализ поля течений Черного моря ниже основного пикноклина на основе нелинейной z-координатной модели МГИ [1].

Для получения трехмерных массивов полей течений, температуры, солености и уровня моря было проведено 2 численных эксперимента: с климатическим атмосферным форсингом на сетке 5 км [2] и с использованием данных атмосферного реанализа *ALADIN* (для 2006 г.) [3] и *ERA-Interim* (для 2010 и 2013 гг.) на сетке 1,6 км.

При исследовании реконструированных полей течений особенно интересно было получить ответ на возникающий время от времени и так до конца не решенный вопрос о наличии глубоководного противотечения антициклонической направленности на более низких по отношению к Основному черноморскому течению (ОЧТ) горизонтах [4, 5]. С развитием океанических моделей появилась возможность качественно воспроизводить трехмерную динамику вод. Так, например, на основе Бергенской модели в МГУ был проведен эксперимент [6], показавший существование в Черном море антициклонического противотечения в климатических полях на глубине около 1500 м во все сезоны. Предварительные оценки климатического поля течений, полученного по модели ИВМ РАН (см. Часть II настоящей работы), также показывают присутствие антициклонической циркуляции в глубинных слоях моря.

Результаты. В ходе анализа климатических течений на горизонтах 900 – 1800 м установлено, что в весенне-летний период вдоль свала глубин возникает поток антициклонической направленности. На рис. 1 показана локализация этой струи на горизонте 1500 м: примерно от г. Варна на западе до северо-кавказского побережья на востоке, далее на юго-восток и затем в центральную часть моря вдоль Анатолийского берега, соединяясь в итоге с глубинным антициклоном в центральной части. В районе сужения свала глубин (долгота г. Ялта) одна ветвь потока уходит вправо и сразу объединяется с упомянутым антициклоном. Характерные скорости в этом вихре на глубине 1800 м составляют 2 – 2,5 см/с, максимальные – около 4 см/с. Скорости самого течения по абсолютной величине довольно слабые, хотя и превышают фоновые значения на данном горизонте в 2-3 раза, составляя в среднем 1 см/с. Скорость течения усиливается до 2 – 2,5 см/с в зонах сужения свала глубин и уменьшается до 0,2 – 0,5 см/с при его расширении. В северо-восточной части моря отмечено проявление противотечения и на более высоких горизонтах, где оно характеризуется бóльшими величинами скоростей. Так у кавказского побережья в районе Геленджика на глубинах 300 – 350 м и ниже течение существует с марта по июль и распространяется вдоль побережья на юго-восток со скоростями 2,5 – 4 см/с против направления ОЧТ. На этих горизонтах оно имеет длину около 70 км и ширину от 10 до 20 км.

Поскольку рассматриваемое поле течений является климатическим, полученные значения скоростей представляют собой некоторую вероятную оценку величины и направления вектора скорости. Существование противотечения именно в таком поле позволило предположить его наличие в действительности в определенные периоды. Для подтверждения этой гипотезы была проанализированы результаты серии численных расчетов с реальным атмосферным воздействием и на сетке с более высоким разрешением.

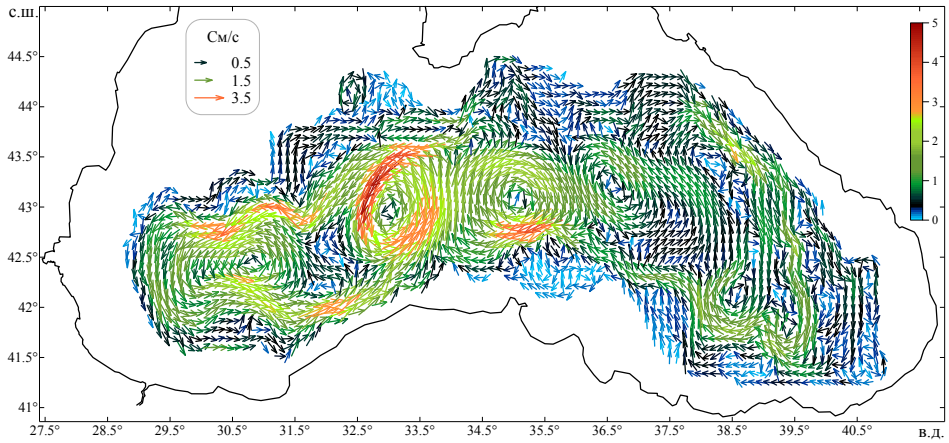


Рис. 1. Климатические течения (см/с) Черного моря 30 мая на горизонте 1500 м

Исследование полей скорости, полученных с высоким горизонтальным разрешением и учетом форсинга за 2006, 2010, 2013 гг., также показало существование течения антициклонической направленности на глубинах ниже 1000 м (рис. 2). Для всех временных интервалов выявлены следующие характерные особенности. В виде непрерывного узкого потока, локализованного в северо-восточной части моря примерно между 34,5 и 41° в.д., противотечение наблюдалось с конца мая по август.

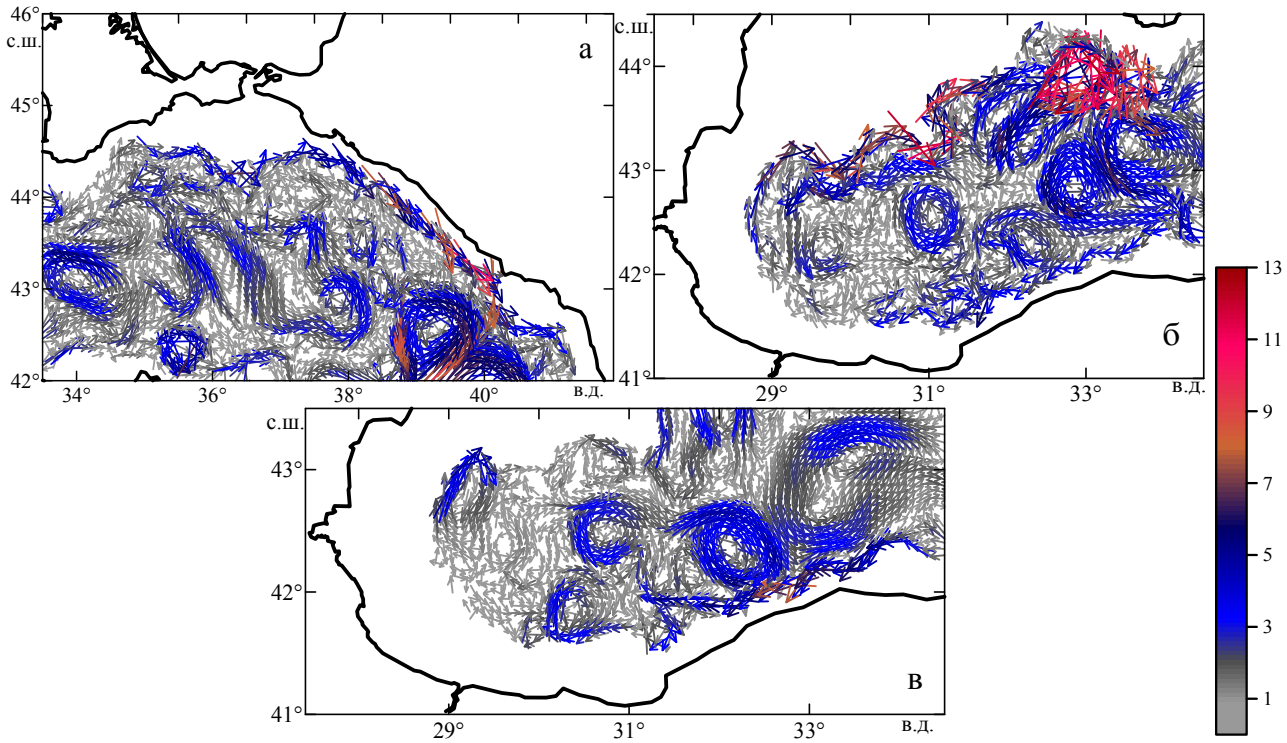


Рис. 2. Течения Черного моря (см/с), полученные с реальным форсингом:
а – 24.07.06 на горизонте 1100 м, *б* – 23.05.13 на горизонте 1500 м,
в – 20.08.06 на горизонте 1700 м

Его формирование начиналось в апреле южнее мыса Меганом, где значительное сужение свала глубин приводит к увеличению скорости течений. Ширина течения составляла 5 – 8 км со средней скоростью 7 см/с. Максимальные скорости до 10 см/с наблюдались на свале глубин южнее Керченского полуострова и к югу от берегов Абхазии (рис. 2, *а*) в июле и августе. Наибольшей интенсивности противотечение достигало в период ослабления основного циклонического круговорота, когда средняя скорость ОЧТ была 25 – 30 см/с. С увеличением глубины в северо-восточной части моря значение скорости уменьшалось до 4 – 5 см/с.

В слое 1500 – 1700 м обнаружены элементы противотечения в форме отдельных струй. Для 2006 и 2013 гг. на горизонте 1500 м наиболее ярко были выражены течения на свале глубин, примыкающем к северо-западному шельфу. Направленный на северо-восток поток со скоростями около 8 см/с наблюдался здесь с марта по июнь (рис. 2, *б*). В поле скорости на глубине 1700 мв апреле-мае и августе-сентябре 2006 г. в южной части моря воспроизведено течение шириной около 5 км со скоростями в стрежне до 7 см/с, направленное на юго-запад (рис. 2, *в*). Анализ карт течений за 2006 и 2010 гг. на горизонтах 1000 и 1500 м показал, что, в отличие от климатического расчета, противотечение периодически возникало и в зимние сезоны. В ноябре и декабре 2006 г. и в декабре 2010 г. на свале глубин у берегов северного Кавказа скорость противотечения достигала 4 – 5 см/с, а ширина потока местами увеличивалась до 10 – 12 км.

Выводы. В климатическом поле скорости на горизонтах ниже 1000 м в весенне-летний период существует противотечение, имеющее антициклоническую направленность. Оно формируется в районе болгарского побережья и достигает южной части моря, распространяясь на восток вдоль свала глубин. В расчетах с реальными атмосферными полями и на более мелкой сетке эта особенность также обнаружена. Кроме того, при учете реального форсинга противотечение воспроизводилось и в холодный период года.

Согласно расчету климатических полей, противотечение наиболее интенсивно в районе свала глубин северо-восточной части Черного моря. В марте – июле оно наблюдается под основным пикноклином на горизонтах 300 м и глубже. Целостность течения периодически нарушается мезомасштабными вихрями, формирующимися мористее свала глубин, ширина потока составляет около 20 км, а скорости достигают 4 см/с. По расчетам на 2006, 2010, 2013 гг. скорости течения выше климатических, в среднем они составили 7 см/с, а ширина потока меньше.

Представленные оценки сопоставимы с доступными натурными данными. Так, на полигоне Южного отделения Института океанологии РАН в районе Геленджика существование противотечения на глубинах 300 – 350 м было выявлено по результатам CTD-измерений в июне 1998 г. и июле

2004 г. [7]. А глубоководная съемка ADCP-зондом в июне 2011 г. напрямую показала наличие противотечения под ОЧТ в слое 500 – 900 м [8].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №15-05-05423 "А".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Демышев С.Г., Коротаев Г.К.* Численная энерго-сбалансированная модель бароклинных течений океана на сетке С / В кн.: “Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане”. – М.: ИВМ РАН, 1992. – С. 163 – 231.

2. *Demyshev S.G., Ivanov V.A., Markova N.V.* Analysis of the Black-Sea climatic fields below the main pycnocline obtained on the basis of assimilation of the archival data on temperature and salinity in the numerical hydrodynamic model // Physical Oceanography. – 2009. – Vol.19, №1. – P. 1 – 12.

3. *Demyshev S.G., Dymova O.A.* Numerical analysis of the mesoscale features of circulation in the Black Sea coastal zone // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. – 2013. – Vol.49, №6. – P. 603 – 610.

4. *Neumann G.* Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und die Oberfldchenstrцmungen des Schwarzen Meeres // Ann. D. Hydr. Und Marit. Meteorol. – Heft. IX. – 1942. – P. 265 – 282.

5. *Булгаков С.Н., Коротаев Г.К., Уайтхэд Дж.А.* Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Часть 1: теория // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1996. – Т.32, №4. – С. 548 – 556.

6. *Архипкин В.С., Косарев А.Н., Гиппиус Ф.Н., Мигали Д.И.* Сезонная изменчивость климатических полей температуры, солености и циркуляции вод Черного и Каспийского морей // Вестник Московского университета. Серия 5 «География». – 2013. – №5. – С. 33 – 44.

7. *Демышев С.Г., Дымова О.А., Маркова Н.В., Пиотух В.Б.* Численные эксперименты по реконструкции глубинных течений в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – №2.

8. *Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьев В А., Цибульский А.Л., Швоев Д.А.* Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // Океанология. – 2013. – Т.53, №2. – С. 1 – 10.

N.V. Markova, O.A. Dymova, S.G. Demyshev

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol

THE BLACK SEA DEEP-WATER CIRCULATION RESEARCH BY RESULTS OF NUMERICAL MODELLING AND IN-SITU DATA: P. I. MHI-MODEL NUMERICAL EXPERIMENTS

Modeling results of the Black Sea deep-water current reconstruction are studied. Calculations are provided on the basis of the nonlinear z-coordinate MHI-model taking into account climatic atmospheric forcing and atmospheric reanalysis data for 2006, 2010 and 2013. In obtained velocity fields at the depths more than 1000 m a current extended along a continental slope in the opposite direction to the Rim Current is detected (countercurrent). In climatic fields the countercurrent exists during the spring and summer in northern part of the basin. In the experiment with real forcing the countercurrent is found too. It also exists as separate streams in other areas and seasons.

УДК 551.466

И.П. Медведев[1,2], Е.А. Куликов[1], А.Б. Рабинович[1]

[1] *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, г.Москва*
[2]*Институт прикладной геофизики имени академика Е.К. Федорова, г.Москва*
medvedev@ocean.ru

СПЕКТР КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ РФ: БАЛТИЙСКОГО, ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО

Исследовано формирование спектра изменчивости уровня внутренних морей: Балтийского, Каспийского и Черного. Физико-географические особенности этих морей приводят к формированию внутри них совершенно нетипичного для открытого океана режима уровенной изменчивости. Приливы в этих морях имеют малые амплитуды, но при этом ярко выражены в спектрах изменчивости уровня моря. Спектр мезомасштабных колебаний уровня моря определяется частотно-избирательными свойствами всего моря и его заливов. Важную роль в уровенном режиме в рассматриваемых морях играют радиационные приливы.

Ключевые слова: колебания уровня моря, спектральный анализ, приливы, сейши.

В настоящей работе были исследованы спектры колебаний уровня внутренних морей: Балтийского, Черного и Каспийского. Внутренними принято считать моря, глубоко вдающиеся в сушу и сообщающиеся с океаном или прилегающем морем через один или несколько проливов. К этому типу морей относятся Балтийское и Черное. Каспийское море – это самый крупный по площади замкнутый бассейн на Земле. Физико-географические особенности этих морей (изолированность и сообщение с прилегающими морями через узкие и мелководные проливы в случае Черного и Балтийского морей, и полная замкнутость в случае Каспийского моря) приводят к формированию внутри них совершенно нетипичного для открытого океана режима уровенной изменчивости.

Основными факторами, определяющими низкочастотные колебания уровня воды, являются: водообмен с соседними акваториями (для Балтийского и Черного морей), речной сток (для Черного и Каспийского морей), а также воздействие на поверхность моря переменного ветра и атмосферного давления. В работе [*Куликов и др.*, 2015] было показано, что Датские проливы являются «низкочастотным фильтром», пропускающим в Балтийское море долгопериодные колебания уровня моря (многолетние, сезонные) и препятствующим прохождению синоптических и мезомасштабных колебаний уровня моря. Так, колебания уровня в Северном море с периодом 10 сут проникают в Балтийское море ослабленными в 10 раз. Частота «отсечки» фильтра была оценена как 0.014 цикл/сут (период – 74

сут) [*Куликов и др.*, 2015]. Таким образом, изменчивость уровня Балтийского моря можно разделить на два типа: "внешние" и "внутренние" колебания. Внешние (индуцированные) колебания вызваны изменениями уровня вне акватории (в данном случае, в Северном море). Внутренние (собственные) колебания генерируются непосредственно внутри акватории Балтики.

На рис. 1 представлены спектры колебаний уровня на станциях Куксхафен, Стокгольм, Фуруогрунд и Кронштадт. Существенный вклад в общую дисперсию колебаний уровня вносит сезонная изменчивость (годовая и полугодовая), формирующаяся под воздействием ряда гидрометеорологических факторов: изменений плотности воды, вклада различных компонент водного баланса, изменений атмосферного давления и ветрового напряжения, астрономических долгопериодных приливных составляющих. На частотах выше 0.011 цикл/сут (период ≈ 90 суток) спектры колебаний уровня начинают заметно различаться: на балтийских спектрах наблюдается резкое падение энергии с увеличением частоты колебаний. На этих частотах начинает действовать эффект низкочастотной фильтрации уровня моря Датскими проливами. На частотах выше 0.27 цикл/сут начинают проявляться индивидуальные особенности спектров основных балтийских заливов: Ботнического, Финского и Рижского. Их характер определяется частотно-избирательными свойствами самих заливов (рис. 2). Так, в Финском заливе формируется широкий пик, соответствующий основной сейшевой моде залива с периодом 26–29 ч [*Wübber and Krauss*, 1979; *Куликов и Медведев*, 2013]. В Ботническом заливе собственные частоты в мезомасштабном уровенном диапазоне выражены значительно слабее. Близость станции Стокгольм к узловой линии основной моды собственных колебаний моря обуславливает низкие значения спектральной энергии в мезомасштабном диапазоне частот.

В спектрах колебаний уровня Черного и Каспийского морей основные сейшевые моды имеют такой же характер, как и в Балтийском море, только добротность выделяемых спектральных максимумов более высокая (рис. 2). Основные сейшевые моды в Черном море имеет периоды 10.7 ч, 5.6 ч, 4.8 ч, 4.1 ч, 3.1 ч. В Каспийском море сейшевые пики имеют периоды: 13.9 ч, 6.1 ч, 4.7 ч, 3.6 ч, 3.1 ч. Выявленные периоды собственных колебаний хорошо соответствуют результатам численных расчетов собственных колебаний уровня Черного [*Марамзин*, 1985; *Иванов и др.*, 1996] и Каспийского [*Левянт и др.*, 1993] морей. В Северном Каспии (на ст. Лагань) в спектрах колебаний уровня моря также выделяется широкий пик собственных колебаний с низкой добротностью. Видимо, широта спектрального пика собственных колебаний и его добротность определяется глубоководностью рассматриваемого моря.

На частотах выше 3 цикл/сут уже могут сильно отличаться спектры, полученные в двух близлежащих бухтах внутри одного залива (например,

Финского). Характер спектра начинает определяться частотно-избирательными свойствами отдельных бухт и небольших заливов. Так, на спектре колебаний уровня в Кронштадте формируется увеличение непрерывной части спектра с периодом около 8 ч (рис. 2), вызванное фундаментальной нулевой модой собственных колебаний Невской губы.

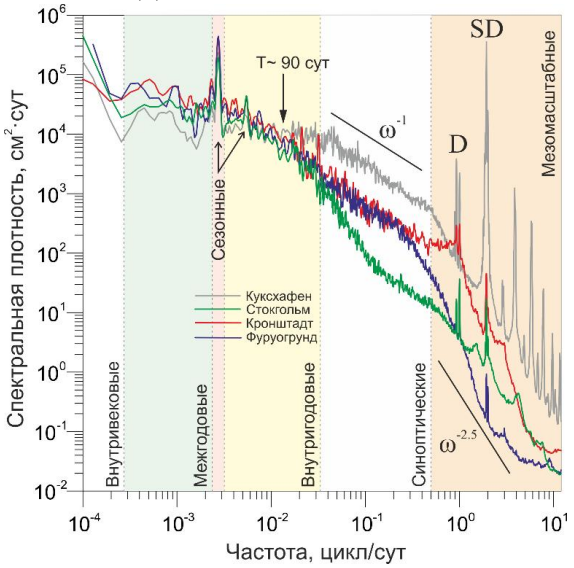


Рис. 1. Спектры колебаний уровня моря на станциях: Куксхафен, Стокгольм, Кронштадт и Фуруогрунд. Условные обозначения: ω^{-1} и $\omega^{-2.5}$ – законы спадания спектральной энергии для синоптического и мезомасштабного диапазонов соответственно. D и SD – спектральные пики суточного и полусуточного прилива соответственно

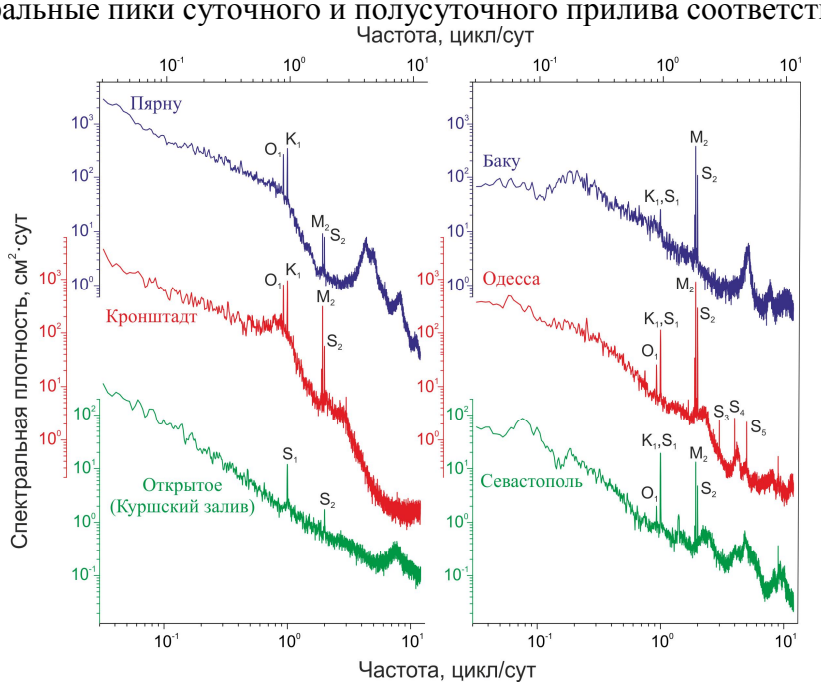


Рис. 2. Спектры колебаний уровня моря на станциях: Пярну, Кронштадт, Открытое (Балтийское море), Баку (Каспийское море), Одесса и Севастополь (Черное море)

Приливы – это регулярные гармонические колебания, вследствие чего проявляются в спектрах изменения уровня моря в виде резких

дельтаобразных пиков на частотах основных приливных гармоник (K_1, O_1, M_2, S_2 и др.). Характер приливов в рассматриваемых морях сильно зависит от частотно-избирательных свойств водоема. Так, в Финском и Рижском заливах Балтийского моря преобладают собственные колебания с периодом 26–29 ч, которые также приводят к усилению суточных приливов (рис. 2). В глубоководной части Балтики, где располагается узловая линия собственных колебаний с периодом 26-29 ч, резонансного усиления суточных приливов не происходит – и преобладают полусуточные приливы. В западной и восточной частях Черного моря наблюдается неправильный полусуточный характер приливных колебаний, и в спектрах полусуточные пики заметно преобладают над суточными (рис.2). Узловая точка полусуточной амфидромической системы, где амплитуда колебаний близка к нулю, располагается в центральной части Черного моря, вследствие чего полусуточные приливы на побережье Крыма слабее суточных. В Каспийском море также преобладают полусуточные приливы.

Слабые гравитационные приливы в рассматриваемых внутренних морях позволяют выделить радиационные приливы, вызванные радиационным воздействием Солнца на уровень моря. Так, практически на всех спектрах в этих трех морях удается выделить гармонику S_1, имеющую радиационное происхождение. На некоторых станциях в Балтийском, Черном и Каспийском морях спектральный пик, соответствующий радиационной гармонике S_1 преобладает над основными суточными гравитационными приливными пиками (K_1 и O_1). В северо-западной части Черного моря и в восточной части Южного Каспия в суточном приливном диапазоне преобладают радиационные приливы, а гармоники K_1 и P_1 являются гармониками-спутниками, которые образуются вследствие расщепления главной суточной радиационной гармоники S_1 из-за сезонной модуляции [*Медведев и Куликов*, 2016]. В Куршском заливе Балтийского моря наблюдаются только радиационные приливы, которые формируются бризовыми ветрами и связанными с ними сгонно-нагонными движениями внутри залива, а астрономические приливы (и суточные, и полусуточные) вовсе отсутствуют [*Рабинович и Медведев*, 2015]. Радиационные приливы также проявляются в спектрах колебаний уровня в виде острых спектральных пиков на частотах 3, 4, 5, 6, 7 и 8 цикл/сут, кратных циклу солнечных суток. Подобный эффект был отмечен в спектрах колебаний уровня на станциях Нарва и Даугава (Балтийском море, см. [*Медведев и др., 2013*]) и Очаков, Одесса, Батуми (Черное море, см. [*Медведев и Куликов*, 2016]).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (РНФ) грант № 14-50-00095 и грантов РФФИ № 15-05-05986, 16-35-60071, 16-35-00338.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Куликов Е.А., Медведев И.П., Колтерманн К.П.* Роль баротропного водообмена в формировании спектра колебаний уровня Балтийского моря // Океанология. – 2015.– Т. 55.– № 1.– С. 5–15. DOI: 10.7868/S0030157415010116

2. *Wübber C., Krauss W.* The two-dimensional seiches of the Baltic Sea // Oceanologia Acta.– 1979.– V. 2.– № 4.– P. 435–446.

3. *Куликов Е.А., Медведев И.П.* Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе // Океанология. – 2013.– Т. 53.– № 2.– С. 167–174. DOI:10.7868/S003015741302010X

4. *Марамзин В.Я.* Расчет сейшевых колебаний методом конечных элементов в бассейнах произвольной формы // Теоретические и экспериментальные исследования длинноволновых процессов. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. – С. 104–114.

5. *Иванов В.А., Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В.* О сейшах Черного моря // Метеорология и гидрология. – 1996.– № 11.– С. 57–63.

6. *Левянт А.С., Рабинович А.Б., Рабинович Б.И.* Расчет сейшевых колебаний в морях произвольной формы (на примере Каспийского моря) // Океанология. – 1993.– Т. 33.– № 5.– С. 760–680.

7. *Медведев И.П., Куликов Е.А.* Спектр мезомасштабных колебаний уровня северной части Черного моря: приливы, сейши, инерционные колебания // Океанология.– 2016.– Т. 56.– № 1.– С. 10–17. DOI: 10.7868/S0030157416010093

8. *Рабинович А.Б., Медведев И.П.* Радиационные приливы у юго-восточного побережья Балтийского моря // Океанология. – 2015.– Т. 55.– № 3.– С. 357–365. DOI: 10.7868/S0030157415030144

9. *Медведев И.П., Рабинович А.Б., Куликов Е.А.* Приливные колебания в Балтийском море // Океанология. – 2013.– Т. 53.– № 5.– С. 596–611. DOI: 10.7868/S0030157413050134

I.P. Medvedev, E.A. Kulikov, A.B. Rabinovich

SEA LEVEL SPECTRA OF THE INLAND RUSSIAN SEAS: THE BALTIC SEA, THE BLACK SEA, THE CASPIAN SEA

In this study the formation of sea level spectra of mediterranean seas was researched: in the Baltic, Black and Caspian. Geographic features of these seas lead to the formation of sea level variability quite atypical for the open ocean. The tides in these seas have small amplitude, but they are strongly pronounced in the spectra of sea-level variability. The mesoscale sea level spectra are determined by the frequency-selective properties of the entire sea and its gulfs. An important role in the sea level variability in these seas play radiational tides.

УДК 551.466

И.П. Медведев[1,2], Е.А. Куликов[1], А.Б. Рабинович[1]

[1] Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, г. Москва
[2]Институт прикладной геофизики имени академика Е.К. Федорова, г. Москва
medvedev@ocean.ru

МЕЗОМАСШТАБНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

В работе рассмотрены особенности мезомасштабной изменчивости уровня Черного и Каспийского морей. В исследовании были использованы ряды ежечасных наблюдений за изменением уровня по 23 станциям в Черном море и по 12 станциям в Каспийском море. При помощи спектрального анализа были выделены основные составляющие колебаний уровня моря: приливы, сейши, инерционные колебания. При помощи гармонического анализа были рассчитаны амплитуды и фазы основных приливных гармоник, величина и характер приливов. В Черном море приливные колебания уровня моря достигают 18 см, в Каспийском – 21 см.

Ключевые слова: колебания уровня моря, сейши, приливы, инерционные колебания, радиационные приливы.

Мезомасштабными колебаниями уровня моря принято считать изменения уровенной поверхности с периодами от часов до суток. Доминирующим движением в данном диапазоне периодов для Мирового океана являются приливные колебания уровня и течения, возникающие под действием сил гравитационного притяжения Луны и Солнца. В окраинных морях Мирового океана амплитуда приливных колебаний достигает нескольких метров. В полузамкнутых частях акватории морей (заливах, бухтах), вследствие флуктуаций метеорологических процессов (атмосферного давления и ветра) возбуждаются собственные колебания водоемов – сейши. Сгонно-нагонные колебания уровня моря, возникающие в мелководных прибрежных районах морей, обычно имеют несколько суток. Все перечисленные выше особенности уровенной изменчивости прибрежных районов Мирового океана в Черном и Каспийском морях существенно трансформируются. Приливные волны из Средиземного моря почти не проникают в Черное море. В изолированном замкнутом Каспийском море под непосредственным действием приливообразующей силы генерируются собственный прилив. Сгонно-нагонные колебания в Черном море принимают характер вынужденных стоячих волн, и их генерация связана с атмосферными процессами естественного синоптического периода [*Герман и Левиков*, 1988]. Одним из основных видов мезомасштабной изменчивости уровня изолированных Черного и Каспийского морей являются сейши,

имеющие период от десятков минут (для небольших заливов и бухт) до десятка часов (для всего моря). Длительные ряды наблюдений, которые были использованы в настоящей работе, позволили исследовать особенности приливов и сейш в Черном и Каспийском морях.

В настоящем исследовании были использованы длительные ряды ежечасных наблюдений по прибрежным мареографным станциям, полученные на портале Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО). В Черном море были сформированы ряды наблюдений по 23 станциям на российском, украинском и грузинском побережьях. Для российского побережья длительность ежечасных рядов достигала 38 лет. В Каспийском море были сформированы ежечасные ряды наблюдений по 12 станциям с длительностью от 3 до 38 лет. Самый длинный ряд ежечасных наблюдений в настоящем исследовании был сформирован для Махачкалы – 38 лет.

Как было показано в работах [*Медведев и др.*, 2013; *Медведев и Куликов*, 2016] спектральный анализ длительных ежечасных рядов наблюдений позволяет детально исследовать природу отдельных пиков в спектре мезомасштабных колебаний уровня. В работах [*Медведев и др., 2013*; *Медведев и Куликов*, 2016] было показано, что сейши и приливы имеют различные спектральные особенности. Приливы – это регулярные гармонические колебания уровня моря, которые проявляются в спектре в виде резких дельтаобразных пиков на частотах основных приливных гармоник (K_1, O_1, M_2, S_2 и др.). Сейши – это стоячие периодические волны, образующихся в результате реакции приспособления водных масс замкнутого или полузамкнутого водоема после нарушения равновесного состояния, вследствие воздействия внешней силы на поверхность океана: атмосферного давления, приземного ветра, осадков, волн цунами. Период сейш определяется частотно-избирательными свойствами акватории (геометрией бассейна). В настоящей работе под термином «сейши» мы будем понимать колебания уровня моря на собственных резонансных частотах моря (залива), которые проявляются в виде увеличения непрерывной части спектра (континуума) относительно монотонного уменьшения спектральной плотности с увеличением частоты по закону спадания ω^{-2}, где ω – частота спектральной гармоники. В действительности, увеличение непрерывной части спектра, концентрирующаяся вблизи резонансных частот, формируется не только под влиянием сейш, но и под воздействием других метеорологических колебаний уровня моря (к примеру, сгонно-нагонных колебаний).

Приливы, несмотря на свои малые амплитуды (несколько сантиметров), выделяются в спектрах колебаний уровня Черного и Каспийского морей в виде узких и острых пиков на частотах главных приливных гармоник (рис. 1). На всех станциях ярко выражены

полусуточные приливные пики, соответствующие гармоникам M_2 (период – 12.42 ч) и S_2 (12.00 ч). В суточном приливном диапазоне выделяется приливной пик с частотой ~ 1 цикл/сут, который может соответствовать как приливной гравитационной гармонике K_1 (период – 23.93 ч), так и гармонике S_1 (24.00 ч), имеющей радиационное происхождение и ярко выраженной в спектрах мезомасштабных колебаний уровня в изолированных «неприливных» морях [*Медведев и др.*, 2013; *Медведев и Куликов*, 2016]. Пик, соответствующий суточной лунной гармонике O_1 (25.82 ч), хорошо проявляется в спектрах изменения уровня Черного моря, но отсутствует в спектрах на некоторых станциях в Каспийском море (рис. 1г). На большинстве спектров колебаний уровня Черного и Каспийского морей полусуточные приливные пики превышают суточные.

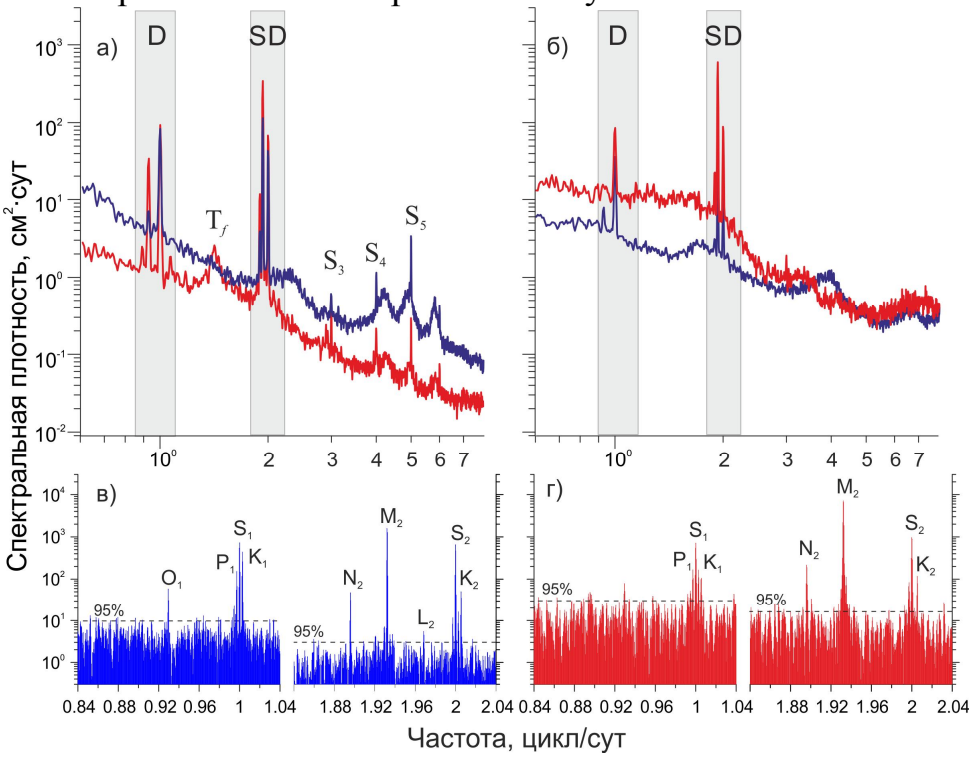


Рис. 2. Спектры мезомасштабных колебаний уровня в Черном море (а) по станциям Очаков (синяя кривая) и Батуми (красная кривая), в Каспийском море (б) на станциях Махачкала (синяя кривая) и о. Огурчинский (красная кривая). D, SD – кластеры суточных и полусуточных приливов, соответственно; S_3, S_4, S_5 – радиационные гармоники; T_f – пик с периодом инерционных колебаний. Спектры с высоким разрешением суточного и полусуточного приливных диапазонов для станций Очаков (в) и о. Огурчинский (г). Пунктирной линией показан 95-% доверительный интервал

В высокочастотной части спектров колебаний уровня Черного и Каспийского морей наблюдаются увеличения непрерывного спектра, проявляющегося в виде локальных «горбов», соответствующих основным сейшевым модам этих морей. В спектрах колебаний уровня Черного моря выделяются 5 основных периодов: 10.7 ч, 5.6 ч, 4.8 ч, 4.1 ч, 3.1 ч. В

Каспийском море сейшевые пики, характерные для спектров колебаний уровня Каспийского моря, имеют следующие периоды: 13.9 ч, 6.1 ч, 4.7 ч, 3.6 ч, 3.1 ч. Выявленные периоды собственных колебаний хорошо соответствуют результатам численных расчетов собственных колебаний уровня Черного [*Архипкин и др.*, 1989; *Марамзин*, 1985; *Иванов и др.*, 1996] и Каспийского [*Левянт и др.*, 1993] морей. Интересной особенностью некоторых спектров в Черном море (к примеру, в Батуми, рис. 1а) является наличие локального широкого пика между суточными и полусуточными приливными максимумами. Центральный период этого широкого пика составляет ~ 17.2 ч, что близко к инерционному периоду для акватории Черного моря. Период инерционных колебаний определяется как T_f = 12 ч/sinφ, где φ – географическая широта. Так, для Черного моря характерен T_f = 16.4–18.1 ч. Подобный пик наблюдается на спектрах всех станций, которые располагаются на северном и восточном побережьях Черного моря (крымском и кавказском). Инерционным движениям в Черном море посвящено большое количество исследований (см. [*Блатов и др.*, 1984]), но обычно эти колебания проявляются в записях изменений скорости течений или плотности воды и являются бароклинным процессом. Вероятно, отклик в колебаниях уровня на инерционных периодах формируется изменениями поля плотности при меандрировании прибрежных течений и прохождении мезомасштабных вихрей.

Если полусуточные приливные пики на всех рассматриваемых станциях имеют классический характер – гармоника M_2 превышает гармонику S_2, то особенности суточных приливов оставляют еще некоторые вопросы, на которые можно ответить при помощи спектрального анализа с высоким разрешением. Длительные ряды мареографных наблюдений дают возможность провести подробную спектроскопию приливов и «расщепить» отдельные приливные гармоники. Этот вид анализа особенно эффективен в районах с сильными приливными колебаниями, но в акваториях со слабыми приливами подобный подход позволяет выявить некоторые особенности формирования приливных колебаний, незаметные на обычных спектрах (см. [*Медведев и др.*, 2013; *Рабинович и Медведев*, 2015; *Медведев и Куликов*, 2016]). В настоящей работе для подробной спектроскопии были выбраны ряды ежечасных наблюдений на станциях Огурчинский (13 лет) и Очаков (18 лет). Длина спектрального окна для обеих станций была N = 65536 ч, спектральное разрешение $\Delta\omega \approx$ 0.000366 цикл/сут, число степеней свободы ν = 4 для первой станции и ν = 6 – для второй. Основное внимание было уделено суточному и полусуточному диапазонам частот. В полусуточном приливном диапазоне главные гармоники (N_2, M_2, S_2 и K_2) четко выделяются над уровнем шума, заметно превышая 95-%-ный доверительный интервал спектра, и отношение их амплитуд примерно соответствует теоретическому (рис. 1в-г). В суточном приливном диапазоне спектральный анализ с

высоким разрешением позволил выявить ряд интересных особенностей. Использование длительных рядов наблюдений позволило расщепить соседние гармоники P_1–S_1–K_1. На большинстве в Каспийском море амплитуда радиационной гармоники S_1 превосходит амплитуды гравитационных гармоник O_1, P_1, K_1. На спектрах колебаний уровня на станциях, располагающихся в Южном Каспии, отсутствует гармоника O_1, а амплитуда гармоник K_1 и P_1 примерно одинаковая (рис. 1г). Видимо, суточные приливные колебания уровня моря в Южном Каспии имеют преимущественно не гравитационное, а радиационное происхождение. Гармоники K_1 и P_1 являются гармониками-спутниками, которые образуются вследствие расщепления главной суточной радиационной гармоники S_1 из-за сезонной модуляции. В отличие от гравитационных, радиационные гармоники не являются строго детерминированными: их частоты устойчивы, но амплитуды изменяются под влиянием различных гидрометеорологических факторов, испытывающих сильные сезонные вариации. Подобный механизм формирования радиационных приливов (и, в частности, радиационных гармоник P_1 и K_1) также наблюдается в Куршском заливе Балтийского моря [*Рабинович и Медведев*, 2015].

При помощи гармонического анализа приливов для отдельных годовых серий изменений уровня моря с последующим векторным осреднением за весь период наблюдений были оценены амплитуды и фазы основных гармоник, рассчитаны максимальная величина, характер (тип) прилива и показаны пространственные распределения этих характеристик вдоль побережья рассматриваемых морей (рис. 2).

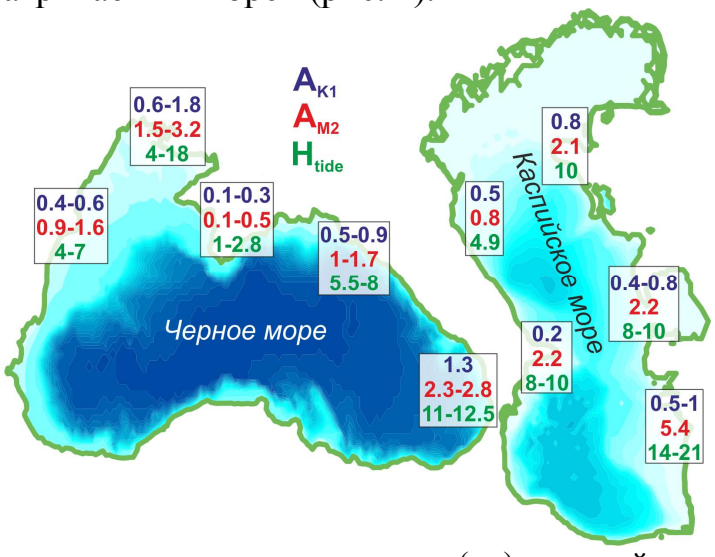


Рис. 2. Схемы распределения типичных амплитуд (см) суточной гармоники K_1 (синие цифры), полусуточной гармоники M_2 (красные) и величины прилива H_{tide} (зеленые) для различных частей акваторий Черного и Каспийского морей

Величина прилива, представляющая собой максимальный размах колебаний уровня в течение одного лунного цикла, предвычисленных по

рассчитанным гармоническим постоянным, в Черном море наблюдается в его северо-западной части (Очаков, Херсон, Николаев) и на восточном побережье (Батуми, Поти) – до 12-18 см. Амплитуда главных суточных гармоник (O_1 и K_1) в этих районах моря достигает 1.3-1.8 см, главной лунной полусуточной M_2 – 2.8-3.2 см (рис. 2). Сравнительно больших амплитуд в северо-западной части Черного моря достигает солнечная радиационная суточная гармоника S_1 – до 4 см. В западной и восточной частях Черного моря наблюдается неправильный полусуточный характер приливных колебаний, в центральной части моря (Севастополь) – суточный характер.

В Каспийском море преобладает полусуточный характер приливных колебаний. Амплитуда гармоники M_2 достигает 5.2 см (станция Аладжа), тогда как амплитуды суточных гармоник (O_1 и K_1) не превышают 0.8-1 см. Максимальная величина прилива наблюдается в юго-восточной части Каспийского моря (станция Аладжа) – до 21 см (рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (РНФ) грант № 14-50-00095 и грантов РФФИ № 15-05-05986, 16-35-60071, 16-35-00338.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Герман В.Х., Левиков С.П.* Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря.– Л.: Гидрометеоиздат, 1988.– 231 с.

2. *Медведев И.П., Рабинович А.Б., Куликов Е.А.* Приливные колебания в Балтийском море // Океанология. – 2013.– Т. 53.– № 5.– С. 596–611. DOI: 10.7868/S0030157413050134

3. *Медведев И.П., Куликов Е.А.* Спектр мезомасштабных колебаний уровня северной части Черного моря: приливы, сейши, инерционные колебания // Океанология.– 2016.– Т. 56.– № 1.– С. 10–17. DOI: 10.7868/S0030157416010093

4. *Марамзин В.Я.* Расчет сейшевых колебаний методом конечных элементов в бассейнах произвольной формы // Теоретические и экспериментальные исследования длинноволновых процессов. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. – С. 104–114.

5. *Архипкин В.С., Иванов В.А., Николаенко Е.Г.* Моделирование баротропных сейш в южных морях // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. – М.: Наука, 1989.– С. 104–117.

6. *Иванов В.А., Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В.* О сейшах Черного моря // Метеорология и гидрология. – 1996.– № 11.– С. 57–63.

7. *Левянт А.С., Рабинович А.Б., Рабинович Б.И.* Расчет сейшевых колебаний в морях произвольной формы (на примере Каспийского моря) // Океанология. – 1993.– Т. 33.– № 5.– С. 760–680.

8. *Блатов А.С. Булгаков Н.П., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.– Л.: Гидрометеоиздат, 1984.– 240 с.

9. *Рабинович А.Б., Медведев И.П.* Радиационные приливы у юго-восточного побережья Балтийского моря // Океанология.– 2015.– Т. 55.– № 3.– С. 357–365. DOI: 10.7868/S0030157415030144

I.P. Medvedev, E.A. Kulikov, A.B. Rabinovich

MESOSCALE SEA LEVEL VARIABILITY IN THE BLACK AND CASPIAN SEAS

In this study the properties of the mesoscale sea level variability of the Black Sea and of the Caspian Sea were researched. The hourly tide gauge records from 23 stations in the Black Sea and 12 stations from the Caspian Sea were used. Spectral analysis revealed the main sea level components: tides, seiches, inertial oscillations. Harmonic analysis of tides was applied to estimate amplitudes and phases of major tidal constituents, the maximum tidal height and the type of tides. The maximum tide height in the Black Sea is 18 cm, in the Caspian Sea – 21 cm.

УДК 551.465

А.В. Медведева

Филиал Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова в г. Севастополе.
mgu_go@inbox.ru

ВЛИЯНИЕ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АТМОСФЕРЕ НА ВИХРЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ

По данным температуры поверхности Черного моря выявлены мезомасштабные и синоптические вихри за период с 1 июня по 31 августа 2014 г., рассмотрены их количественные характеристики. В дальнейшем для ряда случаев, отобранных по принципу исключения ложных вихрей, была проведена оценка скорости, направления и изменения направления ветра в районах, соответствующих местоположению вихревых образований. Полученные результаты представлены в процентном соотношении для всего исследуемого периода и для каждого месяца отдельно.

Ключевые слова: Черное море, мезомасштабные вихри, ветер.

Введение. Синоптические и мезомасштабные вихри, как одна из форм проявлений динамической активности Черного моря, вносят определенный вклад в состояние воздушной и водной сред, способствуя обновлению вод акватории. В то же время может наблюдаться и негативный эффект, выражающийся в том, что вихри становятся одним из звеньев переноса и распространения загрязняющих веществ.

При исследовании механизмов развития и формирования синоптических и мезомасштабных вихрей рассматривается комплекс причин: баротропно-бароклинная неустойчивость основного черноморского течения (ОЧТ), влияние особенностей рельефа дна и строения берегов, и др. [1]. В качестве влияющего фактора также предполагается ветровое воздействие [2].

Цель данной работы заключается в проведении предварительной статистической оценки наличия возможной связи между синоптическими и мезомасштабными вихрями в Черном море и ветровыми характеристиками.

Методы и материалы. Для выявления синоптических и мезомасштабных вихрей на поверхности Черного моря были использованы данные за период с 1 июня по 31 августа 2014 г. с портала банка данных Copernicus [3], которые представляют собой результаты посуточных инфракрасных измерений, осуществленные с помощью спутниковых радиометров и статистической интерполяции на сетке 0.0625° x 0.0625°. На их основе создавались картосхемы в программе визуализации океанографических данных «Ocean Data View» [4]. Параллельно за тот же период в работе использовались спутниковые снимки NOAA и METOP-2 [5]

и посуточные данные с дискретностью 6 часов о скорости и направлении ветра над черноморской акваторией (модель NOMADS, NOAA) [6].

Для дальнейшего анализа была использована только часть обнаруженных вихрей в соответствии со следующими критериями: вихревое образование присутствовало одновременно на спутниковом снимке и картосхеме, либо исключительно на спутниковом снимке при условии, что его наличие не вызывало сомнений. Данный подход обоснован тем, что выявление вихрей по результатам измерения температуры водной поверхности имеет сильную зависимость от облачного покрова – в ряде случаев на его границах значения температуры были сильно искажены, что приводило к ошибкам интерполяции и возникновению ложных вихрей на картосхемах.

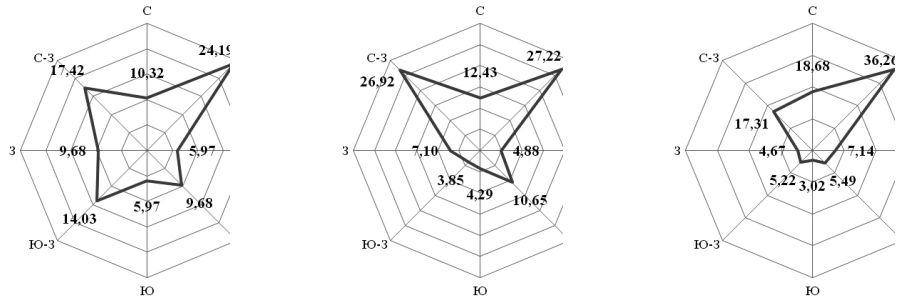
Обсуждение результатов. В целом за исследуемый период было выявлено 812 мезомасштабных и синоптических вихрей со следующим распределением по месяцам: 374 в июне, 290 в июле и 148 в августе. Время жизни вихрей не учитывалось, в расчет включались все вихри, в том числе и существовавшие более одних суток.

В соответствии с заданными условиями достоверности, для последующего анализа было использовано 415 вихрей, из которых 156 отмечено в июне, 168 в июле и 91 в августе. Данное распределение связано с числом дней, когда атмосфера над Черным морем являлась полностью или частично проницаемой для спутниковых радиометров.

Ветер оценивался по таким характеристикам, как скорость, направление и изменение направления в границах, сопоставимых с границами вихревых образований. Различия в дискретности данных по температуре поверхности моря и ветровых характеристик (ежесуточная и шестичасовая соответственно) привели к тому, что для каждого вихря рассматривалось независимо четыре комплекса атмосферных свойств.

Скорость ветра варьировала в широких пределах – от 0 до 15 м/с, но в 66.3% случаев не достигала 5 м/с. В единичных случаях (менее 1%) отмечалось превышение 10 м/с, при этом в пространстве над вихрем было только линейное движение.

При оценке направления за весь период было выявлено сравнительное преобладание ветра северных румбов – северо-восточного (28.07%), северо-западного (21.27%) и северного (13.01%). Причем, роль северо-восточного направления от июня к августу возрастает – от 24.19% к 36.26% (рис. 1).



а б в

Рис. 1. Распределение направления ветра (в %): а – в июне, б – в июле, в – в августе

Дополнительно рассматривалось изменение направления ветра. Так, из 415 выявленных мезомасштабных и синоптических вихрей для 325 (78.3%) зафиксированы ситуации смены направления ветра, причем, для 213 (51.3%) они носили выраженный характер. При оценке числа случаев выраженного изменения направления ветра над вихрями по месяцам были выведены следующие результаты: 87 в июне, 88 в июле и 38 в августе (рис. 2).

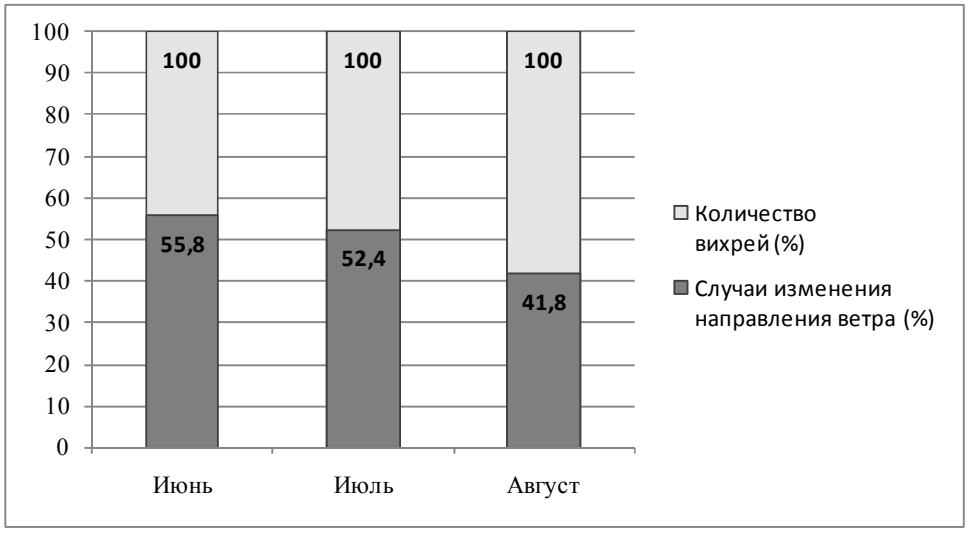


Рис. 2. Соотношение числа выявленных вихрей и случаев выраженного изменения направления ветра

Подобные явления не имели конкретной географической привязки, они наблюдались как в непосредственной близости от береговой линии, так и на некотором расстоянии от нее или в открытой части моря.

Заключение. Проведена количественная оценка мезомасштабных и синоптических вихрей и характеристик ветра за лето 2014 г., выделены преобладающие скорости и направления ветра. Было проведено сравнение

числа вихрей и случаев изменения направления ветра, по итогам которого выявлены совпадения в пределах 40-55%.

Так как использование исключительно данных дистанционного спутникового наблюдения над температурой поверхности моря не позволяет безошибочно выделить все вихри, для достижения более точных результатов требуется привлечение дополнительных данных – спутниковой альтиметрии, дрифтеров, судовых съемок и иных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. – 209 с.
2. Зацепин А. Г. и др. Бассейновая циркуляция и мезомасштабная динамика Черного моря под ветровым воздействием //Современные проблемы динамики океана и атмосферы/Под ред. А.В. Фролова, Ю.Д. Реснянского. –М.: Триада ЛТД. – 2010. – С. 347-368.
3. Copernicus – Marine environment monitoring service:http://marine.copernicus.eu/
4. Ocean Data View: http://odv.awi.de/
5. Морской портал МГИ – http://dvs.net.ru
6. National Center for Environmental Prediction – http://www.nomad3.ncep.noaa.gov/

A. Medvedeva

AN INFLUENCE OF SYNOPTIC PROCESSES IN THE ATMOS-PHERE AT THE VORTEX FORMATION IN THE BLACK SEA

According tothe Black Seasurfacetemperature data mesoscaleandsynoptic vortexes were detectedfor the periodfrom June the 1stto August the 31st 2014, and their quantitative characteristics were considered.

Further,various caseswere recognizedas false, andwere therefore excluded. For othercases,the estimation of wind speed, direction and its changes was done.Wind characteristics were analyzedfor areaswhose boundariescorrespond to the boundariesof vortexes.

The resultsare presentedas a percentagefor entireperiodandforevery month.

УДК 551.465.48

А.И.Мизюк, М.В.Сендеров, Г.К.Коротаев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Морской гидрофизический институт РАН»
299011 Севастополь, ул. Капитанская, 2
artem.mizyuk@yandex.ru

ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ С ВЫСОКИМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

Представлены результаты анализа пространственной изменчивости полей температуры, полученных с высоким разрешением, в восточной части в 2005 – 2008 гг. Характеристики пространственной изменчивости полей температуры поверхности моря по результатам моделирования сопоставлены с аналогами, рассчитанными по данными спутниковых наблюдений.

Ключевые слова: пространственная изменчивость, вихреразрешающее моделирование, параллельные вычисления, спектральный анализ, Черное море, мезомасштабная изменчивость.

Введение. Доступность высокопроизводительных компьютеров в последнее десятилетие позволила улучшить пространственное разрешение численных моделей циркуляции (в том числе, на основе параллельных вычислений), что стало результатом большого числа работ по воспроизведению мезо- и субмезомасштабной изменчивости гидрофизических полей. Для бассейна Черного моря также созданы и развиваются инструменты такого класса [1, 2]. Результаты численного моделирования циркуляции Черного моря с высоким пространственным разрешением и спутниковые измерения свидетельствуют о разнообразии вихрей различных масштабов и весьма сложной динамике не только прибрежных течений, но и областей открытого моря. Однако, на сколько реальны результаты расчетов с высоким пространственным разрешением? Ответить на этот вопрос можно при сравнительном анализе характеристик пространственной изменчивости гидрофизических полей, полученных посредством моделирования, и их спутниковых измерений. Подобные исследования важны для анализа качества прогностических свойств модели при расчетах с высоким пространственным разрешением и возможного совершенствования системы морских прогнозов.

В рамках проекта MyOcean на основе NEMO была создана первая версия конфигурации для бассейна Черного моря [3], научная и техническая

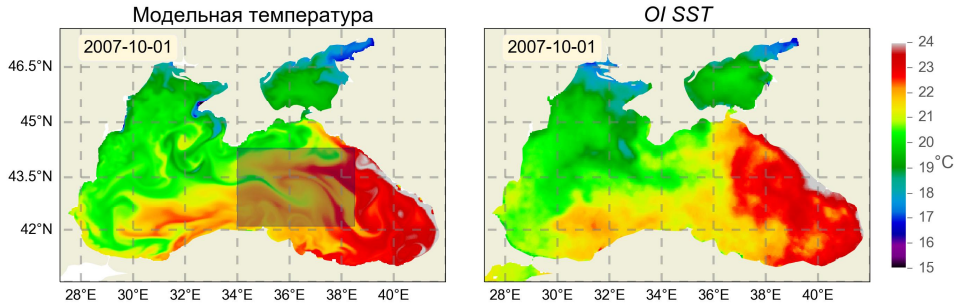
валидация которой показала удовлетворительное воспроизведение основных особенностей циркуляции бассейна. Дальнейшая настройка модели позволила решить задачу улучшения её пространственного разрешения с применением параллельных вычислений.

В настоящей работе проведен анализ имеющихся результатов численного моделирования изменчивости гидрофизических полей с высоким пространственным разрешением (~2.5 км) на основе сопоставления с наблюдениями с использованием аппарата спектрального и корреляционного анализа; представлено описание массивов данных наблюдений спутниковой температуры поверхности моря, используемых для анализа особенностей горизонтальной изменчивости; приводятся некоторые результаты сопоставления масштабов воспроизводимых пространственных структур в восточной части Черного моря, полученных при численном моделировании и данным наблюдений.

Краткое описание используемых данных. Гидрофизические поля Черного моря получены на основе региональной конфигурации с высоким пространственным разрешением модельного комплекса NEMO [4]. Отметим, что конфигурация имеет пространственное разрешением по горизонтали до 2.5 км. Для проведения таких расчетов использовались мощности суперкомпьютера «Ломоносов» Московского государственного университета (https://parallel.ru). Параметры горизонтального турбулентного обмена выбирались на основе сопоставления рассчитанных полей температуры поверхности моря (ТПМ) и спутниковых данных MODIS/Aqua.

Для анализа особенностей пространственной изменчивости результатов моделирования в данной работе был выбран район восточной части Черного моря, обозначенный на рис. 1а. В качестве примера, рис. 1, демонстрирует наличие слабого восточного циклонического круговорота и кавказских антициклонических вихрей в октябре 2007 г.

Отсутствие спутниковых данных в отдельных областях исходных снимков, имеющих разрешение порядка км, не позволяет анализировать пространственную изменчивость с таким разрешением на регулярной основе. Однако, для исследуемого периода в службе Copernicus (http://marine.copernicus.eu/) доступенсинтетический массив температуры поверхности моря, построенный на регулярной сетке с использованием снимков из проекта Pathfinder V.5.2 (http://pathfinder.nodc.noaa.gov) за 1981 – 2012 посредством процедуры оптимальной интерполяции (ОИ) (рис. 1б).



а) б)

Рис. 1. Распределение температуры поверхности моря: в численном эксперименте – (а) и по результатам реанализа спутниковых данных – (б). Прямоугольник на карте (а) – исследуемый район

Результаты анализа. Для анализа статистических характеристик пространственной изменчивости ТПМ строится двумерная автокорреляционная функция [5], перед расчетом которой для исследуемой области целесообразно удалить градиентную плоскость. Она определялась как $SST_p = aX+bY+c$, где X, Y – долгота и широта соответственно; a, b, c – коэффициенты линейной регрессии, вычисленные методом наименьших квадратов. По рассчитанным параметрамопределены амплитуда градиента ($\sqrt{a^2+b^2}$) и его фаза (arctan (a/b)), положительный угол – против часовой стрелки) (рис. 2).

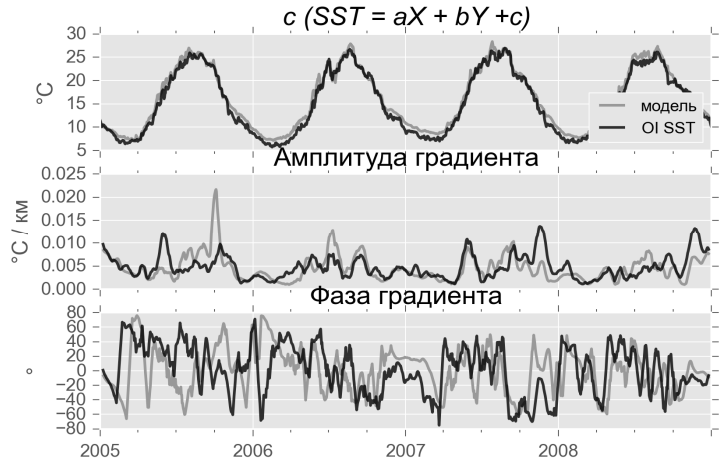


Рис. 2. Поведение со временем характеристик градиентной плоскости по результат**ам** численного моделирования (серым) и данным реанализа спутниковых данных (черным). Положительная фаза – в направлении против часовой стрелки от восточного направления. Амплитуды и фазы градиентов сглажены скользящим средним с двухнедельным окном

Параметры c для модельных данных и реанализа (рис. 2, вверху) имеют смысл среднего по пространству значения температуры. Рассчитанные параметры имеют весьма близкие количественные значения. Отметим хорошее согласование локальных максимумов в поведении параметра c по

результатам численного моделирования и по данным реанализа спутниковой ТПМ.Сопоставление значений градиента позволяет отметить количественное совпадение этих характеристик летом и увеличение разницы в зимние месяцы. Амплитуды градиента по результатам численного моделирования несколько больше, чем по спутниковым измерениям. В целом характер изменчивости близок к аналогичным результатам для полей ТПМ западной части Черного моря.

Отметим, что автокорреляционные функции исследуемых полей имеют анизотропную структуру и напоминают сильно вытянутой вдоль большой оси эллипс. Пространственные масштабы вдоль малой оси эллипса, оцененные по данным спутникового реанализа составляют порядка 80 км, а по результатам моделирования – порядка 60 км.

Анализ характеристик изменчивости на мелких масштабахвыполнен методами спектрального анализа. Диаграммы поведения со временем спектральной плотности изменчивости аномалий ТПМ (в логарифмическом масштабе), рассчитанных по данным реанализа и численного моделирования, представлены на рис. 3. В период с начала осени по январь каждого года наблюдается усиление интенсивности осцилляций на всех пространственных масштабах, что, скорее всего, обусловлено сезонным ходом. Такое поведение спектров согласуется с отмеченными ранее временными интервалами возмущений аномалий ТПМ в западной части Черного моря. Аналогичные пики с незначительным сдвигом наблюдаются в спектральной плотности изменчивости ТПМ по результатам численного моделирования.

Оценка уклонов спектров изменчивости ТПМ для масштабов 20 – 100 км, рассчитанных по результатам численного моделирования, дает значения порядка 5, что соответствует теории работы [6]. Наблюдается сезонная изменчивость значений уклона – с осени до января следующего года его значение уменьшается. Уклоны спектров по результатам реанализа спутниковых данных имеют значения приблизительно в 2 раза меньшие, что вероятно является следствием применения процедуры ОИ. При этом в результатах реанализа значительно бóльший уровень энергии присутствует на масштабах 10 км и меньше (рис. 4).

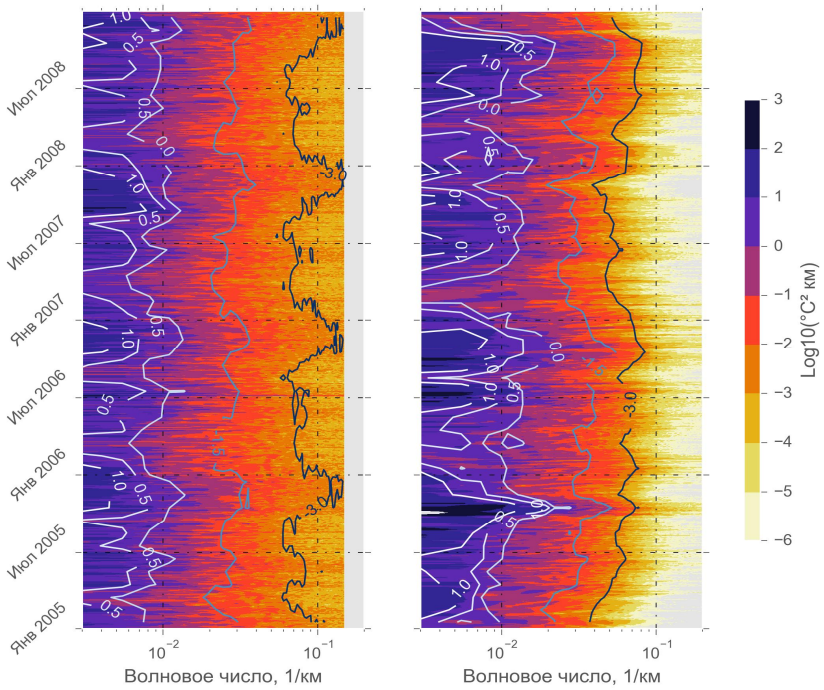


Рис. 3**.** Поведение со временем спектральной плотности изменчивости ТПМ вдоль 43.5ºс.ш. для исследуемого района по результатам реанализа (слева) и численного эксперимента (справа). Цветом – ежесуточная изменчивость, изолинии – среднемесячная изменчивость.

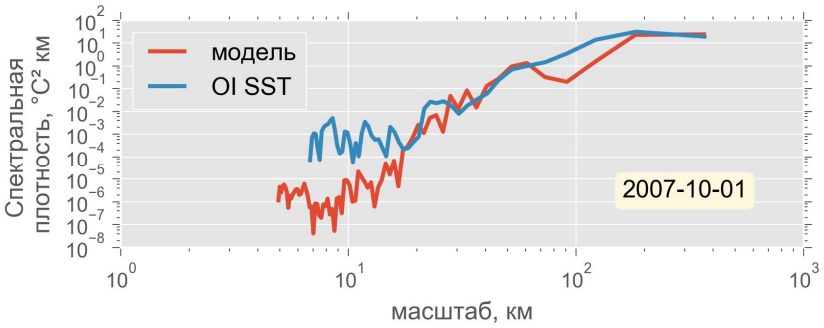


Рис. 4. Спектральная плотность ТПМ вдоль 43,5ºс.ш. по результатам реанализа и численного эксперимента

Вывод. Проведен статистический анализ и сопоставление воспроизводимых при моделировании структур ТПМ и по синтетическому массиву, на основе данных наблюдений, в восточной части Черного моря в период 2005 – 2008 гг. Оценки уклонов спектров для масштабов 20 – 100 км по результатам численного моделирования показали близость к теории турбулентных спектров температуры верхнего слоя океана работы.

Исследование авторов Мизюка А.И. и Коротаева Г.К. выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №15-17-20020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демышев С.Г., Дымова О.А. Моделирование циркуляции Черного моря с высоким пространственным разрешением // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. 2011. Вып.25. Том 2. С.114-134.
2. Кубряков А.И. Применение технологии вложенных сеток при создании системы мониторинга гидрофизических полей в прибрежных районах Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2004. – Вып.11. – С.31-50.
3. Demyshev S., Knysh V., Korotaev G., Kubryakov A., Mizyuk A. The MyOcean Black Sea from a scientific point of view// Mercator Ocean Quarterly Newsletter. – 2010. – № 39. – P.16-24.
4. Madec G. NEMO reference manual, ocean dynamics component // Note du pôle de modélisation, IPSL, France N°27 ISSN N. – 2008. – p. 1288-1619
5. Deschamps, P. Y., R. Frouin and L. Wald Satellite determination of the mesoscale variability of the sea surface temperature // J. Phys. Oceanogr., 11, – 1981. – p. 864 -870.
6. Saunders P. M., Space and time variability of temperature in the upper ocean // Deep-Sea Research, 19, 1972 – p. 467-480.

A.I. Mizyuk, M.V. Senderov, G.K. Korotaev

Federal State Budget Scientific Institution «Marine Hydrophysical Institute of RAS»

HORIZONTAL VARIABILITY OF THE BLACK SEA SURFACE TEMPERATURE OBTAINED FROM HIGH RESOLUTION SIMULATIONS

Results of spatial variability analysis of temperature in the Eastern part of the Black Sea reproduced using high resolution for 2005 – 2008 are presented. Characteristics of spatial variability are intercompared with those obtained from satellite observations.

Keywords: spatial variability, eddy resolving modeling, paralle calculations, spectral analysis, the Black Sea, mesoscale variability.

УДК 531.752.3

В.О. Муравья

ФГБНУ «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии», Москва, Россия
valeriamur@gmail.com

ИССЛЕДОВАНИЕ ВИХРЕВОЙ АКТИВНОСТИ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

В данной работе на основе анализа спутниковых данных были рассмотрены и установлены связи между неоднородностями в полях уровня и других характеристик, таких как температура поверхности моря, солёность и хлорофилл_а. Так же дополнительно были изучены два гидорологических разреза. Исследование было проведено в целях выявления вихревой активности в Баренцевом море.

Ключевые слова: Баренцево море, спутниковые данные, вихри, динамика океана, satellite, eddy, Barentssea, Arctic.

Мировой океан находится в постоянном движении, как на поверхности, так и под водой. Течения, вихри, водовороты играют значительную роль в формировании берегов и топографии дна, в транспортировке питательных веществ и энергии, как в вертикальном, так и в горизонтальном перемешивании. Всё это является главнейшими компонентами глобальной циркуляции океана, возникающими при различии температур и солёности, плотности и давлении, а также под действием ветра. Одним из компонентов глобальной циркуляции океана, синоптического масштаба, являются вихри.

Вихри - это нестационарные вихреобразные возмущения океанских течений, проникающие вглубь океана и перемещающиеся по его поверхности. Диаметры (горизонтальные размеры) вихрей обычно составляют 40 — 400 км, а скорость их перемещения — порядка нескольких сантиметров в секунду.

Актуальность данной работы заключается в том, что, помимо глобального переноса и перемешивания водных масс, наиболее мощные течения и вихри могут повлиять на транспортные маршруты морских судов или нанести повреждения нефтяным платформам. Следовательно, знание местоположения, мощности и других показателей течений и вихрей и умение предсказать их помогают в промысловой океанологии, навигации, установке и дальнейшем контроле сохранности нефтяных платформ.

За основу исследования был взят регион Баренцева моря, как одного из самых востребованных морей русской Арктики, в плане морских исследований. Данный район является районом дислокации не только

торгового, но и военно-морского флота Российской Федерации, в том числе атомных подводных лодок, для которых сведения о физических процессах, происходящих в водной толще необходимы для улучшения навигации и предотвращении аварий при переходах. Кроме того, здесь находится единственное на сегодняшний день месторождение «Приразломное» на арктическом шельфе России, где добыча нефти уже начата. Конструкция платформы проектируется с учётом глубины, различных физических, географических и химических характеристик, с целью добиться наибольшей прочности для длительной эксплуатации.

Основная цель работы заключалась в анализе различных спутниковых данных для выявления вихревой активности в Баренцевом море, а именно, рассмотрение и установление связи между неоднородностями в полях уровня и других характеристик, таких как температура поверхности моря, солёность и хлорофилл_а.

Детально проанализированы 190 карт абсолютной динамической топографии. Практически на всех проявляются неоднородности в поле уровня, которые были выделены в район 1 и 2 (первый содержит циклонические, а второй - антициклонические неоднородности). Из данного наблюдения было сделано предположение, что выделенные неоднородности являются квазистационарными (рис.1).

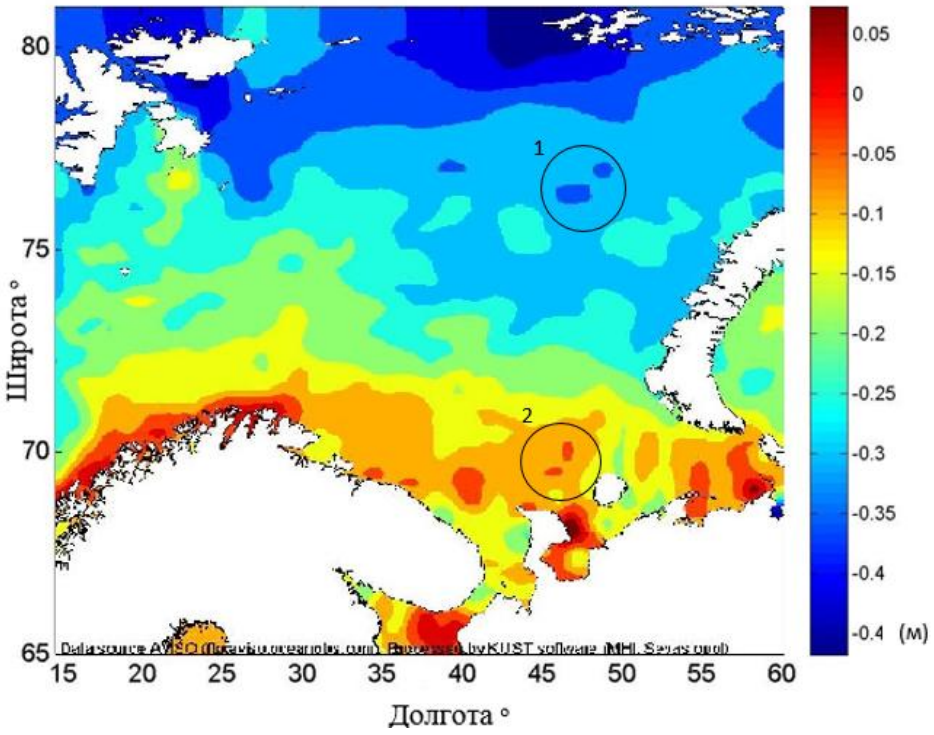


Рис 1. Поле абсолютной динамической топографии для 22 августа 2013 года, МГИ, Севастополь. Окружностями отмечены неоднородности, выделенные для анализа

Исходя из гидрологических особенностей Баренцева моря и, изучив литературу по данной теме, вихревую активность в данной регионе можно разделить на 2 основных вида:

- распространяющаяся в южной части акватории моря, вдоль Скандинавского полуострова, которая образуется благодаря стерическому эффекту;
- колебания уровня в северных районах, которые обусловлены динамическими составляющими, такими как разности плотностей.

В дальнейшем, для анализа и выявления связи между неоднородностями в поле уровня с неоднородностями в других характеристиках были построены карты полей температуры поверхности моря, солёности и хлорофилла в различных программах. В работе приведены карты, построенные на конкретную дату 22 августа 2013 года, для синхронного рассмотрения всех полученных полей.

Дополнительно были рассмотрены два гидрологических разреза: Кольский меридиан, а также разрез, проходящий через выделенный район с циклоническими неоднородностями. Для полученных значений на разрезе «Кольский меридиан» не выделяется вихревых структур ни в одной из рассматриваемых характеристик, как на поверхности моря, так и на вертикальных профилях распределения температуры и солёности, следовательно, было решено принять данный разрез, как «нулевую величину».

На гидрологическом разрезе, проходящем через выделенный район с циклоническими неоднородностями на глубине ~150 метров отмечается неоднородность, которую было решено идентифицировать как подповерхностный вихрь. Этот вихрь имеет размеры 80х0,06 км (ширина на высоту соответственно) и проявляется на вертикальном профиле температуры воды и, возможно, является квазистационарным, так как на картах неоднородности в поле аномалий уровня он прослеживается практически на всех исследованных 190 картах ADT.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоненко Т. В., Крупномасштабная изменчивость уровня северо-западной части Тихого океана на основе спутниковых альтиметрических измерений//Диссертация на соискание учёной степени д.г.н., СПб, 2014, 330с

2. Бойцов В.Д., Карсаков А.Л., Аверкиев А.А., Густоев Д.В., Карпова И.П., Исследование изменчивости гидрофизических характеристик по наблюдениям на разрезе "Кольский меридиан"//Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, № 15, 2010

3. Лебедев С.А., Спутниковая альтиметрия в науках о Земле//Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т.10, №3, с. 33-49, 2013

4. Морозов Е.А., Алгоритмы определения концентрации хлорофилла-а и общей взвеси и идентификации микроводорослей *Lepidodinium chlorophorum* и *Emiliania huxleyi* по спутниковым данным на примере Бискайского залива//Диссертация на соискание учёной степени к.ф-м.н., СПб, 2013, 225с

5. Научный сборник по итогам экспедиции "Арктический плавучий университет - 2012", ред. д.х.н. Боголицын К.Г., 2012, 475с

6. Танцгора А. И., О течениях Баренцева моря, в кн.: Гидрологические исследования в Баренцевом. Норвежском и Гренландском морях, М., 1959

7. Тарасенко А.Д., Стерические колебания уровня Баренцева моря по данным вихреразрешающей модели ECCO2//ВКР бакалавра, СПбГУ, факультет географии и геоэкологии, кафедра океанологии, СПб, 2013, 42с

8. Steele Michael, Wendy Ermold, Steric Sea Level Change in the Northern Seas //JOURNAL OF CLIMATE, 2007, Т.20. стр. 403-417.

9. Volkov D., Landerer F., Kirillov S., The genesis of sea level variability in the Barents sea//Continental Shelf Research, №66, 2013, 92-104с

10. http://barentsportal.com

11. http://www.gazprom-neft.ru

12. http://www.pinro.ru/15/

In the given study the relationship between nonuniformity in the field of level and other characteristics such as sea surface temperature, salinity and chlorophyll_a content has been considered and determined based on the satellite data. Two hydrological sections have been analyzed as well. The study is carried out to discover the eddy activities in the Barents Sea.

УДК 551.465

С.С. Мухаметов

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, г. Москва
puffin@bk.ru

ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ И ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД В РОССИЙСКИХ БУХТАХ ЧЕРНОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ СЕЗОН

Автор уже 15 лет занимается гидрометеорологическими исследованиями в Геленджикской, Голубой и Севастопольской бухтах Черного моря во время студенческих практик кафедры океанологии географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова. За эти годы накоплен большой объем данных по термохалинной структуре вод, метеорологическим параметрам, волнению и течениям в прибрежной зоне. Также регулярно проводились гидрохимические и экологические наблюдения, производился мониторинг водотоков, впадающих в эти бухты. Качественное оборудование и измерительные приборы позволили получить ценные данные.

Ключевые слова: Севастопольская бухта, Геленджикская бухта, термохалинная структура вод, экспедиционные исследования, мониторинг состояния.

Севастопольская и Балаклавская бухты относится к числу полузамкнутых морских акваторий, которые подвержены постоянному антропогенному воздействию. Зарегулирование речного стока реки Черная, ограничение водообмена из-за постройки мола, эвтрофикация, наступившая вследствие сброса ливневых стоков, а также неочищенных или недостаточно очищенных сточных вод и загрязненных речных вод, являются факторами негативного влияния на состояние экосистемы бухт Севастопольского региона. Это проявляется в негативных изменениях условий жизни гидробионтов, их количественного состава и видового разнообразия, в изменениях гидродинамических и гидрологических характеристик, трансформации гидрохимической структуры вод и донных осадков в направлении их загрязнения и создания экологически и техногенно опасного гидрохимического фона, в разрушении и уничтожении ресурсного потенциала.

Прибрежная зона и бухты Севастопольского региона являются акваторией активного народно-хозяйственного использования. Интенсивная антропогенная нагрузка на морскую среду региона в течение последних 60-70 лет привела к резкому ухудшению экологической обстановки. Особенно показательным является состояние Севастопольской бухты. Многоцелевое использование этой акватории (военная и торговая гавань, судостроение и

судоремонт, рыболовство и марикультура, туризм и рекреация и пр.) при отсутствии надлежащих природоохранных мероприятий привело к резкому ухудшению экологической обстановки. Воды реки Черной, впадающей в бухту, зарегулированы, а вход в бухту ограничен защитным молом. В бухту на протяжении многих десятилетий поступают практически без очистки хозяйственно-бытовые, промышленные и ливневые стоки, а также загрязненные в нижнем и среднем течении воды реки Черной. Техногенное влияние на бухту столь значительно, что, по сути, она является "внутренней" акваторией города и представляет природно-антропогенную систему. Вследствие многолетних систематических загрязнений нарушен природный состав и качество вод бухты, что оказало негативное влияние на условия жизни гидробионтов, их количественный состав и видовое разнообразие. Поэтому экологическое состояние Севастопольской бухты оценивается как критическое.

Результаты гидролого-гидрохимических наблюдений показали, что вследствие изменения основных режимообразующих факторов – водообмена с сопредельной частью моря и речного стока, а также постоянного загрязнения акватории сточными и ливневыми водами, гидрохимический режим бухты в современных условиях претерпевает определенные негативные изменения. Эти негативные изменения проявляются в виде:

- накопления в воде биогенных элементов до концентраций, которые превышают характерные для открытых вод уровни на порядок; летом в придонных слоях отмечены концентрации нитритов, превышающие ПДК.
- изменения естественного режима растворенного кислорода и его насыщенности. В условиях эвтрофикации нарушается сезонный характер распределения кислорода. Летом (июль-август), в период стагнации, концентрация кислорода в придонных слоях вод становится ниже рекомендуемой для рыбохозяйственных водоемов нормы (≤4 мл/л) и, таким образом, ведет к развитию процессов гипоксии;
- повышенных значений содержания общей взвеси;
- перестройки внутриводоёмных процессов, что выражается в появлении резких экстремумов гидрохимических параметров между поверхностными и придонными слоями вод, накоплении биогенных веществ и изменении направленности окислительно-восстановительных процессов в придонном слое.

Исследование поверхностного слоя (0-5 см) донных осадков, которое выполнялось наряду с гидролого-гидрохимическими наблюдениями, показало значительный уровень загрязнений Севастопольской бухты тяжелыми металлами, нефтепродуктами и органическими веществами-ксенобиотиками, что обусловлено наличием многочисленных источников загрязнений, длительностью их действия, а также особенностями

морфометрии и гидродинамики бухты (малые глубины, высокие скорости осадконакопления и пр.).

Река Черная является единственным постоянным поверхностным водотоком суши, разгружающим свои воды в Севастопольскую бухту. Воды реки зарегулированы и используются в качестве основного источника питьевого водоснабжения г. Севастополя и сопредельных населенных пунктов Севастопольского региона. Однако воды реки постоянно загрязняются не только в нижнем течении, но и в районе бьефа Чернореченского водохранилища, в месте впадения р. Байдарки, превращенной в канализационный коллектор хозяйственно-бытовых стоков сел Орлиное, Тыловое и Широкое.

Распределение основных гидрохимических параметров в воде Севастопольской бухты характеризуется значительной изменчивостью как в плане пространственных, так и сезонных колебаний. Исследования также показали, что гидрологический режим бухты является важнейшим фактором формирования экосистемы полузакрытой акватории, подверженной антропогенному воздействию.

Одной из целей мониторинга является исследование современного гидролого-гидрохимического режима бухты для составления диагноза и прогноза экологического состояния морской среды Севастопольского региона и использования полученных данных для выработки рекомендаций по уменьшению негативного антропогенного влияния на экосистему Севастопольской бухты.

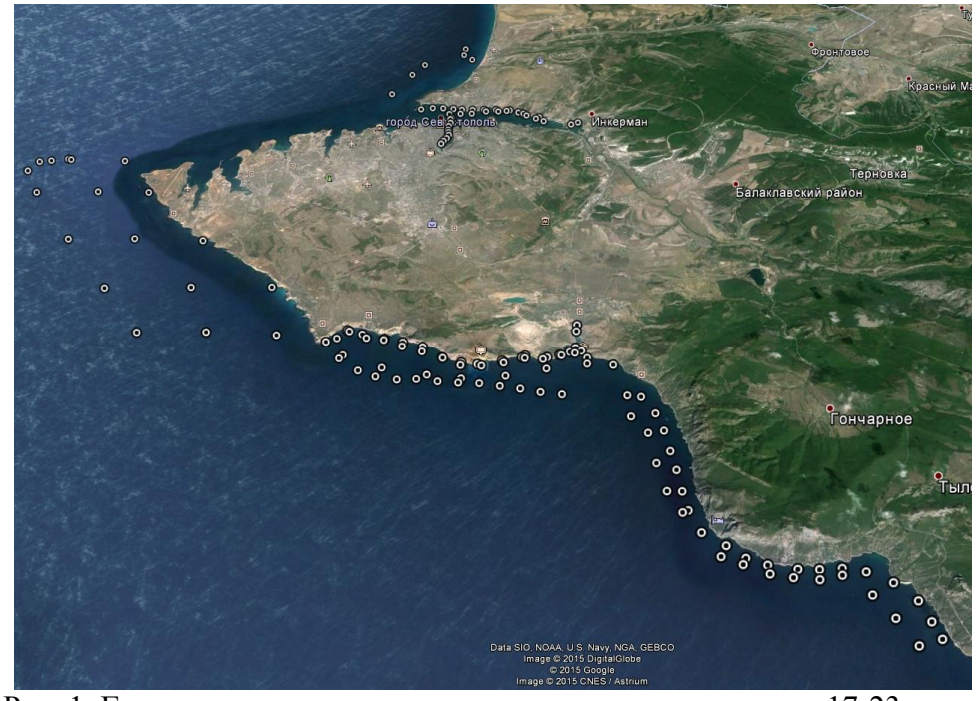


Рис. 1. Гидролого-гидрохимические станции, выполненные 17-23 июня

Относительно небольшая по площади, мелководная (глубина в центральной части бухты не превышает 12-ти метров) и значительно изолированная от моря Геленджикская бухта подвергается особенно сильномуантропогенному воздействию (рис.2). Возрастающая рекреационная нагрузка, развитие винодельческого хозяйства, увеличение грузооборота нефти в Новороссийске, а также возможное строительство нового грузового порта в самой бухте, планируемая постройка яхт-марины на 1000 мест – вот лишь неполный перечень факторов, которые могут серьезно осложнить экологическую ситуацию в бухте, а г. Геленджик – курорт, где отдыхают летом тысячи людей со всей России. По этой причине, а также ввиду близости базы Географического факультета МГУ при Южном отделении ИО РАН, Геленджикская бухта была выбрана в качестве научно-исследовательскогополигона по отработке методики полевых исследований в прибрежной зоне.

Температура воды в бухте для середины июня, когда проходили все летние съемки, более изменчива, чем зимой, вследствие большего суточного хода температуры воздуха. Значения температурыводы на поверхности наблюдались от 19,3˚С в до 25,6 ˚С. Диапазон изменений в пределах бухты составлял от 0,7 ˚С до 3.2 ˚С. В бухте располагается более теплая, по сравнению с морем, вода. Поток более холодной воды изморяв большинстве случаев может проникать в бухту у Толстого мыса вдоль берега, распространяясь в восточную кутовую часть бухты (район городского пляжа). Именно здесь отмечены более низкие значения температуры во время съемок. Для циркуляции вод характерны 2 типа: струя из моря проникает в бухту по центру, разбиваясь в середине бухты на два круговорота. Промежуточная ситуация отмечена в 2002 году, когда, заходя у Толстого мыса, вода разбивалась на две струи – в восточную часть и на север через центр бухты.

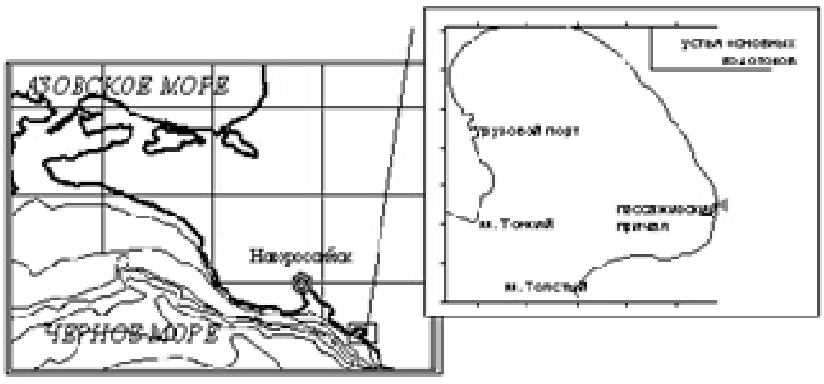


Рис.2. Расположение Геленджикской бухты

Диапазон изменения солености летом примерно такой же, как и для зимы – 16,5-17,5‰. В бухте соленость была выше, чем на выходе, что говорит о возможности отрицательного водного баланса бухты в летнее время, т.е. о преобладании испарения над пресным стоком. Поля температуры и солености довольно хорошо согласуются друг с другом, при этом более высокой температуре соответствует более высокая соленость. Таким образом, поле солености также отражает проникновение воды из моря около Толстого мыса в восточную часть бухты. Вода с высокими значениями солености и температуры занимает северную часть бухты.

Вертикальное распределение температуры и соленостиво время летних съемок свидетельствует о том, что в июне вода уже достаточно хорошо перемешана, резкого термоклина нет. Тем не менее общее понижение температуры ко дну составляет от 2˚С до 4˚ С в зависимости от года, повышение солености ко дну более стабильно - 0.5‰. В 2002 г на поверхности вода более прогрета, местами изотерма 24˚ опускалась на глубину до 5 м что может быть связано с наличием круговоротов. У дна прослеживается более холодная и соленая вода. Вертикальный градиент температуры, отделяющий придонную воду от основной толщи, увеличивался к выходу из бухты и достигал величины 1˚ на 1м.

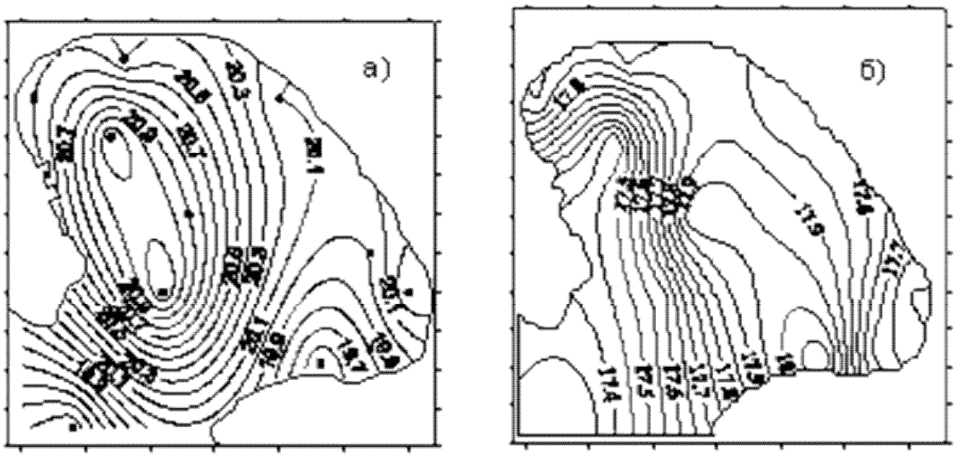


Рис.3. Типичное распределение температуры (а) солености (б) на поверхности в июне

Любопытно, что ядра такой воды отмечались в центральных частях бухты (в районе изобаты 10 м), а не в проливе. Это может говорить о том, что, либо эти ядра унаследованы от предыдущей гидрологической ситуации (остатком проникавшей сюда воды из открытого моря), либо образовались на поверхности в самой бухте, в результате испарения. В проливе же у дна вода более свежая. Можно сделать важное предположение о возможности застоя вод у дна в центре бухты (хотя это и не подтверждается данными по кислороду).

Как следует из всего вышесказанного, гидрологические характеристики, такие как температура и соленость могут являться хорошими показателями динамических процессов в бухте, а вертикальное распределение, как солености, так и температуры воды может зависеть не только от общей динамики вод, но и от количествапресного стока в бухту.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря, Севастополь: НАНУ, Морской гидрофизический институт, 2011 – 212с.

2. Комплексные исследования техногенного загрязнения в прибрежной зоне Кавказского шельфа Черного моря. Сборник статей.Геленджик, 1994.

3. Техногенное загрязнение и процессы естественного самоочищения Прикавказской зоны Черного моря. Под ред. И.Ф. Глумова и М.В. Кочеткова, М.,1996.

4. Тужилкин В.С., Архипкин В.С., Мысленков С.А., Самборский Т.В. Синоптическая термохалинная изменчивость в российской прибрежной зоне Черного моря, Вестник Московского университета, сер. География, №6, 2012.

УДК 551.465

Т.А. Пикуль

Российский Государственный Гидрометеорологический Университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
rshu@rshu.ru

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННЫХ СОЛЕНЫХ ВОД В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Представлена нестационарная трехмерная гидростатическая модель распространения придонных соленых вод в Борнхольмский бассейн. Проведены расчеты затока придонных водчерез Борнхольмский пролив и их распространения в котловине. Показана непротиворечивость результатов расчетов с доступными данными наблюдений.

Ключевые слова: Балтийское море, придонные плотностные потоки, плотностная циркуляция вод, моделирование, заток североморских вод.

Введение. Североморская вода, поступающая из Слупского желоба, распространяется далее в южной и центральной частях Балтийского моря. В зависимости от ее солености североморская вода может распространяться по разным траекториям и на разных глубинах. При максимальных значениях солености североморская вода достигает максимальных глубин. В этом случае обеспечивается аэрация застойных участков моря в глубоких котловинах Балтийского моря [1]. В противном случае она распространяется в промежуточных горизонтах в пределах пикноклина. В настоящее время ведутся интенсивные натурные исследования и проводится работа, связанная с построением математических моделей данного процесса [2-5]. В работе представлена гидростатическая модель распространения в центральной части Балтийского моря поступающих из Слупского желоба придонных вод повышенной солености. Приведены результаты модельного эксперимента. Приводится их анализ на основе сопоставления с доступными натурными данными и аналогичными результатами, полученными по другим моделям.

Основные уравнения. Для расчетов затока и распространения придонной соленой воды использовалась нестационарная трехмерная модель, включающая уравнения движения и неразрывности для осредненных по глубине скоростей течения для расчета возмущения уровня

$$\frac{\partial u_m}{\partial t} - fv_m = -g\frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0 H}\int_0^H \left(\int_0^{z'} \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \right) dz - \frac{c\rho_0 \sqrt{\left(u_m^2 + v_m^2\right)}}{H} u_m \qquad (1)$$

$$\frac{\partial v_m}{\partial t} + fu_m = -g\frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0 H}\int_0^H \left(\int_0^{z'} \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \right) dz - \frac{c\rho_0 \sqrt{\left(u_m^2 + v_m^2\right)}}{H} v_m \qquad (2)$$

$$\frac{\partial(u_m H)}{\partial x} + \frac{\partial(v_m H)}{\partial y} = -\frac{\partial \zeta}{\partial t}; \quad (3)$$

трехмерные нестационарные гидростатические уравнения движения и уравнение неразрывности для расчета трехмерных полей трех составляющих скоростей течений

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g\frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0}\int_0^z \left(\frac{\partial \rho}{\partial x}\right) dz + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial u}{\partial z}\right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g\frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0}\int_0^z \left(\frac{\partial \rho}{\partial y}\right) dz + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial v}{\partial z}\right) \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (6)$$

уравнение переноса соли

$$\frac{\partial s}{\partial t} + u\frac{\partial s}{\partial x} + v\frac{\partial s}{\partial y} + w\frac{\partial s}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial s}{\partial z}\right) \quad (7)$$

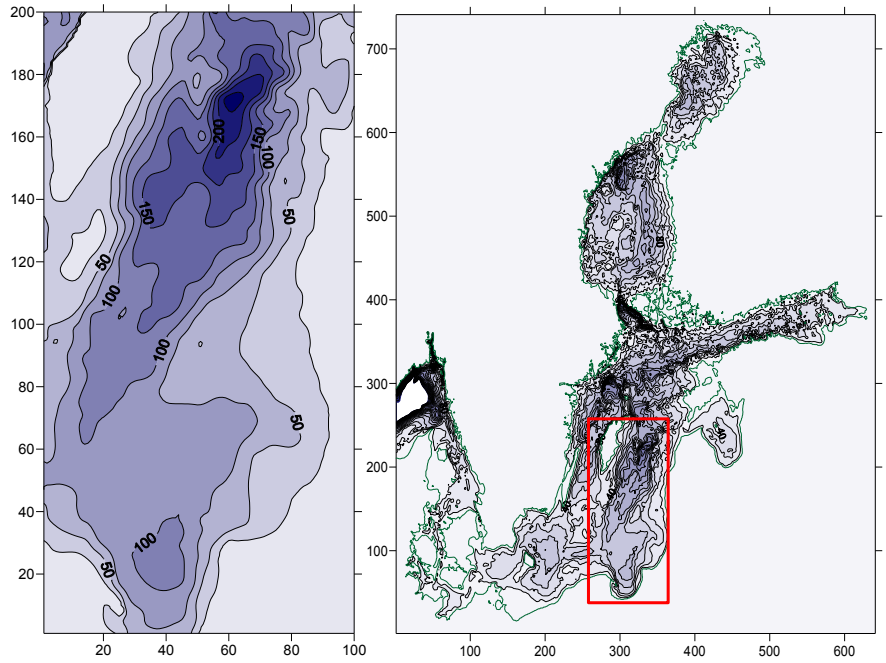
и уравнение состояния, учитывающее влияние солености на плотность воды.

$$s = F(s), \quad (8)$$

где u_m, v_m –осредненные по глубине моря составляющие скоростей течений; ζ - возмущение уровня моря, H – глубина моря; ρ, ρ_0 - плотность и стандартная плотность воды соответственно; g – ускорение силы тяжести, f – параметр Кориолиса; u, v, w – составляющие скоростей течений по осям x, y и z соответственно; s – соленость воды; k_z , k_l – коэффициенты вертикальных турбулентных вязкости и диффузии; c – коэффициент придонного трения.

В качестве граничных условий для полного потока на твердых и жидких границах задавалось условие не протекания. Таким образом, пренебрегалось баротропными переносами через жидкие границы, а также считалось, что поток придонных соленых вод компенсируется противоположно направленными баротропным потоком. Для горизонтальных составляющих скоростей течений у дна использовалось условие прилипания, на поверхности моря – отсутствие касательного напряжения трения. На жидкой границе, соответствующей положению Борнхольмского пролива задавалось характерное распределение солености. В качестве начальных условий принимались нулевое значение возмущения уровня моря, а также составляющих скоростей течений, Задача решалась на прямоугольной сеточной области размером по горизонтали 100x200 расчетных узлов и 40 узлов по вертикали (рис. 1). Шаг по горизонтали

составлял 1 км, по вертикали – 1/39 от глубины моря. Использовалось процедура «спрямление дна».



(изолинии – изобаты в метрах)

(а) (б)

Рис.1. Расчетная область (а) и ее расположение (б)

Результаты расчетов. По расчетам выходящий из Слупского желоба поток поворачивает вправо и движется вдоль изобат 20-60му прибрежного склона дна в направлении Гданьской впадины. Вначале толщина придонного слоя составляет около 10 м. С расстоянием она возрастает и в районе Готландской впадины через 20 суток достигает 30 м. При этом соленость придонной воды снижается с 20 до 18‰. Скорость течений в зависимости от величины солености и наклона меняется в пределах 10-20 см $с^{-1}$. Уже через 20 суток придонный поток из-за возрастания его ширины пересекает водораздел между Гданьской и Готландской впадинами (рис. 2а). При этом происходит разделение потока на отдельные две ветви. Одна из них направляеся в сторону Гданьской, а другая – в сторону Готланской впадин. С течениемвремени происходит продвижение первой ветви потока придонной воды вдоль изобат, что сопровождается заполнением Гданьской котловины (рис. 2б), а также увеличением ширины и толщины потока. Вторая ветвь также движется преимущественно вдоль изобат у правого склона дна Готландской котловины вначале в виде узкого потока (рис. 2б). Через 50 суток ширина этой ветви значительно возрастает (рис. 2в).

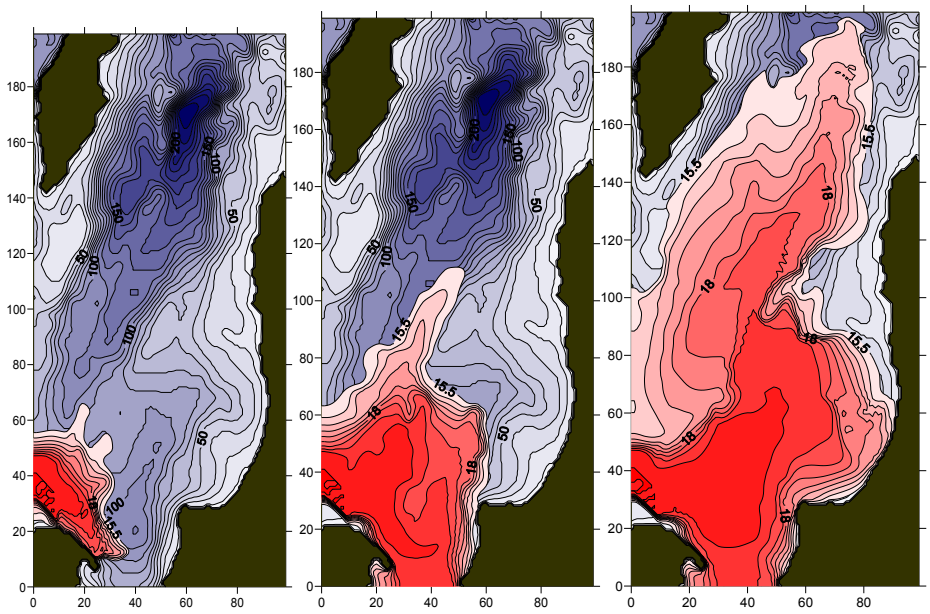


Рис.2. Распределение солености придонной воды, рассчитанные на 20 (а), 50 (б) и 200 (в) сутки от начала расчетов

Результаты расчетов сопоставлялись с данными натурных наблюдений [5] и результатами моделирования аналогичного процесса, проведенного с помощью негидростатической модели [6]. При этом обнаружилось, что приведенная модель воспроизводит основные особенности моделируемого процесса, такие как траектория перемещения придонной воды, разделение потока на две ветви, изменение солености, а также изменение горизонтальных и вертикальных размеров потока.

Выводы. Представленная гидростатическая модель распространения придонных соленых вод в южной части Балтийского моря воспроизводит основные особенности моделируемого процесса. При этом модель позволяет исследовать основные механизмы, определяющие распространение и трансформацию придонных вод. В отличии от негидростатической модели гидростатическая является более простой при численной реализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

6. Журбас В.М., Пака В.Т. Интрузионное расслоение галоклина в Готландском бассейне, обусловленное большим затоком североморских вод в Балтику в январе 1993 г. //Изв. РАН ФАО 1997, т.33, №4, с.549-551.

7. Царев В.А. Теория и расчеты распространения придонных вод в море. 2001. СПб.:Изд. РГГМУ, 2001, - 60с.

8. Kouts T, Omstedt A. Deepwater exchange in the Baltic proper. 1993. Tellus. V.45A. P.311-324.

9. Omstedt, A. Modelling the Baltic Sea as thirteen sub-basineswith vertical resolution.//Tellus1990 V.42A P.286-301.

10. Feistel R., Nausch G., Matth W., Hagen E. Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003, Ocealologia, 45 (4), 2003,p. 623–642.

11. О.М.Владимирова, С.В.Лукьянов, Н.А.Подрезова, В.А.Царев Особенности распространения придонных вод в центральной части Балтийского моря.Ученые записки РГГМУ, 2014, №35, с.31-41.

УДК 551.465.52

Е.В. Плотников

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Морской гидрофизический институт РАН»
299011 Севастополь, ул. Капитанская, 2
ev.plotnikov@yandex.ru

СРАВНЕНИЕ АЛГОРИТМОВ РАСЧЕТА ПОЛЕЙ СКОРОСТИПОВЕРХНОСТНЫХ МОРСКИХ ТЕЧЕНИЙ ПО СЕРИЯМ СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ МЕТОДА ВАРИАЦИОННОЙ АССИМИЛЯЦИИ ДАННЫХ И МЕТОДА МАКСИМАЛЬНОЙ КРОСС-КОРРЕЛЯЦИИ

in situ данные о полях скорости поверхностных течений являются важным источником информации для решения широкого спектра задач современной океанологии. Одним из таких источников являются серии спутниковых снимков в оптическом и ИК диапазонах, отображающих выбранный фрагмент поверхности с небольшими временными промежутками между моментами съемки. Для расчета полей скорости по таким сериям чаще всего используются дифференциальные методы, основанные на решении уравнения оптического потока (optical flow equation), а также алгоритм максимальной кросс-корреляции.

В докладе представлены результаты расчетов с использованием двух таких методик. На примерах продемонстрированы различия в полученных результатах, особенностях применения алгоритмов, ключевые достоинства и недостатки каждого из них. Рассмотрены вопросы, связанные с предварительной обработкой исходных данных, требованиями к качеству снимков.

Ключевые слова: поля скорости поверхностных морских течений, вариационная ассимиляция данных, метод кросс-корреляции

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. Korotaev, G.K., E. Huot, F.-X. LeDimet, I.Herlin, S.V. Stanichny, D.M.Solovyev andL.WuRetrieving ocean surface current by 4-D variationalassimilation of sea surface temperature images // Remote Sensing ofEnvironment. 2007-№ 112. - P. 1464 — 1475.

2. E. Huot, I. Herlin, N,Mercier, E, Plotnikov Estimating apparent motion onsatellite acquisitions with a physical dynamic model // Pattern Recognition(ICPR), 2010 20th International Conference on, 41-44.

3. Плотников Е.В., Коротаев Г.К. О расчете полей скоростей поверхностныхтечений по сериям спутниковых изображений в ИК – диапазоне, относящихся к Черному морю // Сб. науч. трудов / Системы контроляокружающей среды. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2009. – С. 176-179.

4. Плотников Е.В. Методика выделения облачности для данных сканераAVHRR, относящихся к Черному морю // Морской гидрофизическийжурнал. 2009. No3. С. 69-76.

5. Кубряков А.А., Плотников Е.В., Станичный С.В. Определение полейскоростей поверхностных течений дистанционными методами //Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексноеиспользование ресурсов шельфа. – 2011.– № 24. - С. 299-308.

E.V. Plotnikov

Federal State Budget Scientific Institution "Marine Hydrophysical Institute of RAS"
299011 Sevastopol, str. Kapitanskaya, 2
ev.plotnikov@yandex.ru

COMPARISON OF SEA SURFACE VELOCITY FIELDS ESTIMATION TECHNIQUES FROM SATELLITE IMAGE SEQUENCES BASED ON VARIATIONAL DATA ASSIMILATION AND CROSS-CORRELATION ALGORITHMS

УДК 551.465.45

Н.А. Подрезова

Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург

nadinapod@mail.ru

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИДОННЫХ ВОД ПОВЫШЕННОЙ СОЛЕНОСТИ, НА ПРИМЕРЕ БЕЛОГО МОРЯ

Представлены результаты моделирования распространения поступающей баренцевоморской воды в центральной части Белого моря. Используемая модель включает систему нестационарных гидростатических уравнений, уравнение неразрывности, уравнение переноса соли и уравнение состояние. Моделируется заток соленой воды через пролив Горло путем задания на границе с проливом солености воды 30‰ при начальной солености воды в Белом море 29‰.

Введение

Считается, что заток баренцевоморской воды в центральную глубоководную часть Белого моря играет важную роль в формировании различных гидрологических характеристик, включая обновление придонных вод, трехмерное распределение солености, течений. Информация о затоке придонных вод необходима для понимания процессов формирования гидрологических характеристик Белого моря. К сожалению, существующая информация о процессе распространения в Белом море баренцевоморской воды ограничивается достаточно грубыми оценками среднегодового объема поступления баренцевоморской воды [1]. На настоящий момент отсутствует информация о пути распространения придонной воды, ее трансформации и взаимодействия с окружающей водой. Основной целью данного исследования является изучение основных характеристик затока и распространения баренцевоморской воды в центральную часть Белого моря с помощью численного моделирования.

Исходные уравнения модели

Изучение распространения баренцевоморской воды в Белом море по данным натурных наблюдений осложняется из-за влияния интенсивных приливных и ветровых течений. Кроме этого, придонный плотностной поток обычно имеет небольшую толщину, что затрудняет проведение наблюдений. Это повышает роль моделирования в изучении данного процесса. Существующие в настоящее время математические модели Белого моря воспроизводят различные процессы, включая приливы, ветровые течения [5,

6, 7]. Однако непосредственно распространение баренцевоморской воды в моделях не исследовалось. Распространение баренцевоморской воды относится к процессам, называемым придонными плотностными потоками, формирующимися у наклонного дна под влиянием превышения силы тяжести придонных вод повышенной плотности на вертикальным градиентом давления. Формирование таких процессов связано с нарушением условия гидростатики. В связи с этим для их моделирование должны привлекаться негидростатические модели. В интегральных негидростатических моделях в качестве основной вынуждающей силы используется продольная составляющая превышения силы тяжести придонных вод [8, 9, 10]. Такие модели использовались для исследования основных особенностей движения придонных вод повышенной плотности, включая траекторию движения, оценки роли основных определяющих факторов. Однако применение таких моделей к исследованию придонных плотностных потоков для реальных географических объектов ограничено. Для этих целей могут быть использованы более универсальные трехмерные негидростатические модели. Опыт применения таких моделей продемонстрировал, что алгоритм их реализации является существенно более трудоемким, чем для гидростатических моделей [2]. Хотя в гидростатических моделях превышение силы тяжести над вертикальным градиентом давления принимается равным нулю, однако получаемая из гидростатического соотношения бароклинная составляющая горизонтального градиента давления в области придонных плотностных потоков из-за наклона изопикн оказывается близкой по величине направленной вдоль наклона дна составляющей превышения силы тяжести [4]. Это дает возможность для моделирования имеющих негидростатическую природу придонных плотностных потоков использовать также и негидростатические модели. Для моделирования распространения баренцевоморских вод в Белом море используется модель, включающая гидростатические уравнения движения, уравнение неразрывности, уравнение переноса соли и уравнение состояния. Начальные скорость течений и уровень задаются равными нулю. Начальное распределение солености принимается однородным и равным 29‰. На границе с проливом Горло в придонном слое толщиной 20 м задается соленость 30‰. На твердой боковой границе задается равенство нулю производной от солености по нормали к границе. У дна и у поверхности моря задается равенство нулю производной от солености по вертикали. На боковой границе полный поток по нормали к границе принимается равным нулю. На границе с Горлом при расчета возмущения уровня свободной поверхности используется условие $V = \zeta\sqrt{gH}$, где $V = \int_0^H v dz$. касательное напряжение трения ветра принимается равным нулю. Для придонного слоя

толщиной 20 м вместо z используется вертикальная координата $\sigma_1 = \frac{z - H_1}{H - H_1}$ где σ_1- новая вертикальная координата; H_1- толщина придонного слоя; H- глубина моря. Для области выше придонного слоя новая вертикальная координата задавалась в виде $\sigma_2 = \frac{z}{H - H_1}$. где σ_2 – новая вертикальная координата, H – глубина моря, H_1 - толщина придонного слоя.

Процедура решения разбивается на четыре части. На первом этапе рассчитывается возмущение уровня свободной поверхности. При этом используются уравнения движения и неразрывности, проинтегрированные по глубине от поверхности до дна. Полученные уравнения решаются численно с помощью явной схемы [3]. С целью ослабления возникающих осциляций используется процедура сглаживания решения. Используемый шаг по времени составляет 10 с. Рассчитанное возмущение уровня свободной поверхности используется для расчета с помощью уравнений движения трехмерного распределения горизонтальных составляющих скорости течений. При этом уравнения движения преобразуются к уравнению для комплексной переменной, включающей горизонтальные составляющие скорости. Данное уравнение решается численно по неявной схеме с использованием метода прогонки. Используемый шаг по времени - 10^4с. Вертикальная составляющая скорости течений находится из уравнения неразрывности. При этом вначале берется производная по вертикали от входящих в это уравнение слагаемых. После этого решается получившееся дифференциальное уравнение второго порядка относительно вертикальной составляющей скорости. У морской поверхности и у дна вертикальная скорость принимается равной нулю. На последнем шаге найденные составляющие скорости течений используются при решении уравнения переноса соли, которое трансформируется с учетом используемой вертикальной координаты. При решении уравнения применяется полунеявная схема. Адвективные составляющие аппроксимируются направленными разностями. Применяется метод прогонки. Используемый шаг по времени составляет 10^4 с.

Расположение расчетной области представлено на рис.1. Расчетная область включает сетку размером 117х49 узлов по горизонтали с шагом 2 км. По вертикали сетка состоит из 40 узлов. Нижние от дна 21 узел располагались друг от друга на расстоянии 1 м. Выше шаг сетки равнялся 1/19 от расстояния от верхней границы придонного двадцатиметрового слоя до морской поверхности.

Результаты моделирования

По расчетам под влиянием большей плотности воды и наклона дна формируется заток более соленой воды из Горла в центральную часть Белого

моря (рис. 2). Здесь она распространяется в направлении против часовой стрелки преимущественно вдоль изобат. Ширина и скорость потока зависит от наклона дна и солености распространяющейся воды. Так, наибольшие скорости течений в потоке отмечаются на участке вдоль Терского берега, где наклон дна достигает максимальных в области значений $2*10^{-2}$, и соленость воды сохраняет еще значительную величину.

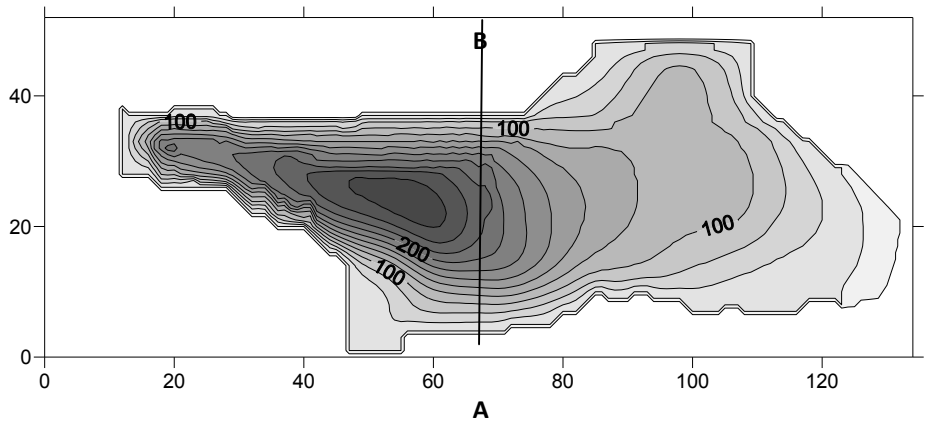
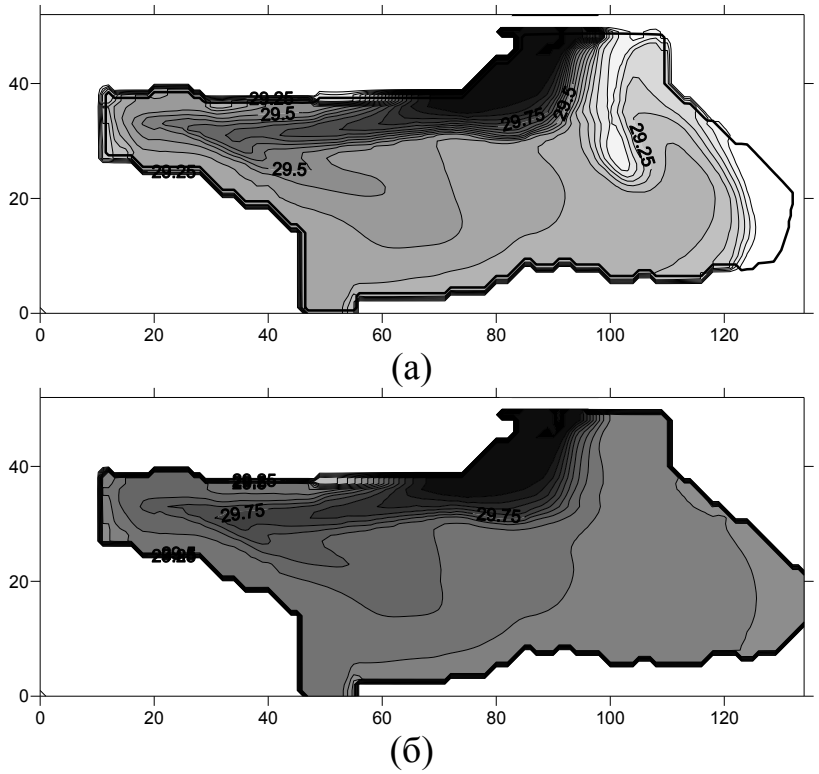


Рис. 1. Распределение глубины в расчетной области Белого моря

На этом участке поступающая вода распространяется в виде относительно узкого (шириной порядка 10 км) придонного плотностного потока в направлении к Кандалакшскому заливу. Скорости течений в пределах потока достигают величин 60 см $с^{-1}$. Это соответствует существующим представлениям и результатам расчетов по интегральным моделям. В частности, рассчитанные в модели скорости течений в пределах придонного плотностного потока соответствуют аналогичным величинам, полученным из соотношения Нофа [9]. В начале траектории движения потока в Бассейне поток расположен близко к береговому контуру. С расстоянием одновременно с движением вдоль изобат происходит смещение потока в направлении наклона дна. При этом поток отходит от берега. В районе Кандалакшского залива происходит поворот потока в противоположном направлении. Далее он перемещается в области котловины, расположенной в Бассейне. В области котловины отмечается спиралевидное движение потока относительно расположения области максимальных глубин. В области котловины происходит накопление придонной воды. При этом происходит распространение придонных вод в сторону Двинского залива. С расстоянием по траектории движения придонных вод происходит их распреснение за счет вертикального турбулентного обмена с вышележащим слоем, в результате чего соленость придонных вод уменьшается. На рис. 3, представлено распределение солености на построенном через расположенный на горизонтальной оси 60-й расчетный узел поперечном сечении.

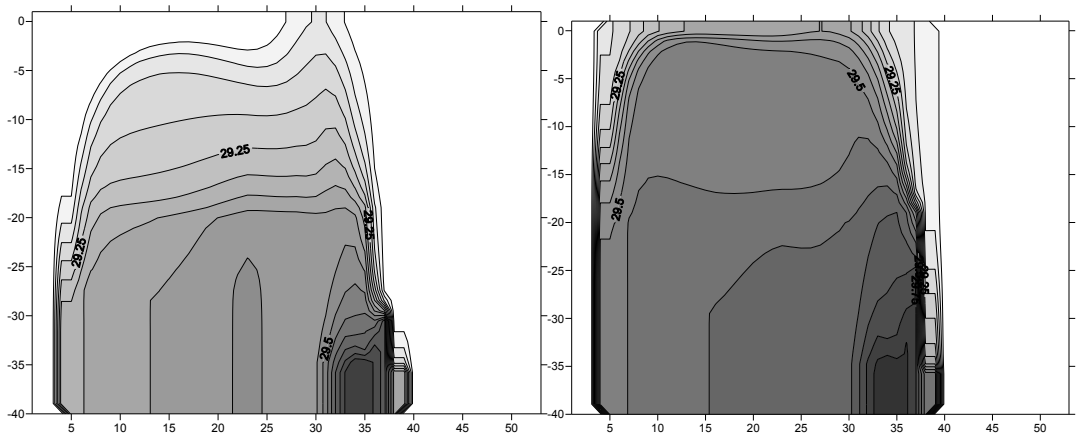


(а)

(б)

Рис.2 Соленость придонной воды (‰) через 10 (а) и 70 (б) суток

В качестве вертикальной координаты для нижних 20 узлов используется координата σ_1, а выше координата σ_2. Поэтому нижние 20 узлов расположены от дна через 1 м., а выше расстояние между расчетными узлами зависит от глубины моря в данной точке. На рис.3а данное распределение соответствует результатам расчетов на 10 сутки. Расположенная в нижнем правом углу область повышенной солености представляет область расположения придонного плотностного потока. Как видно из рисунка, поперечное сечение потока по ширине занимает 5 расчетных узлов, что соответствует 10 километров. По высоте поток распространяется на 7-8 узлов, что равняется 7-8 м. Максимальная соленость воды в потоке – 29.8%. В левой части рисунка на участке от 5-го до 30-го узла представлено распределение солености на левой ветви, которая представляет собой продолжение придонного плотностного потока, поменявшего свое направление при выходе из Кандалакшского залива (см рис. 2б). Как видно из рисунка, произошло значительное увеличение площади поперечного сечения. При этом возросли как горизонтальные, так и вертикальные размеры. Незначительная по ширине область с максимальным значением солености 29.45%0 представляет ось данного потока. Увеличение сечения потока и уменьшение величины максимальной солености связано в первую очередь с влиянием вертикальной диффузии.



(а) (б)

Рис. 3 Распределение солености (‰) на сечении АВ через 10 (а) и 70 (б) суток

В распределении солености на данном сечении, рассчитанном на 70-е сутки, также хорошо выделяется область повышенной солености в нижней правой части рисунка, соответствующая расположению потока, распространяющегося вдоль Терского берега. Поперечное сечение потока здесь изменилось незначительно. Максимальная соленость осталась равной 28.8‰. В левой части рисунка пространственное распределение солености стало более однородным. При этом средняя соленость, представленного на данном участке потока заметно возросла. Также произошло увеличение солености в верхних горизонтах моря.

Картина придонных скоростей, связанных с распространением придонного плотностного потока представлена на рис. 4. При сопоставлении данного рисунка с рис. 1 видно, что в область наибольших скоростей течений соответствует расположению прибрежных областей, характеризующихся наибольшими значениями наклона дна. При этом направления скоростей течений близко соответствуют направлению изобат. Максимальных значений скорости течений достигают на начальном этапе распространения в Бассейне, где при больших величинах наклона дна также имеют место значительные величины солености придонной воды. С расстоянием по траектории движения потока происходит понижение солености воды, что приводит к уменьшению скоростей придонных течений.

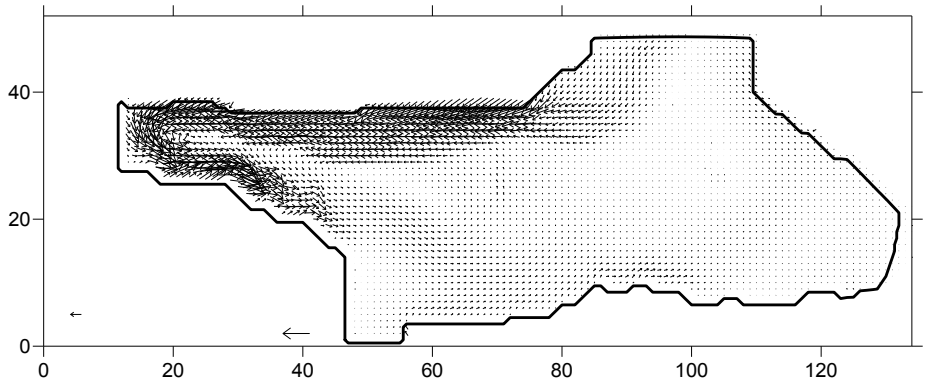


Рис. 4 Скорость придонных течений, рассчитанная на 10-е сутки (стрелка внизу рисунка соответствует скорости 25 см $с^{-1}$)

Под влиянием придонного трения в придонном экмановском слое из-за дивергенции экмановских потоков формируются вертикальные течения (рис. 5). Так как придонные экмановские потоки в придонных плотностных потоках направлены в сторону увеличения глубин, что совпадает с направлением от берега к центральной части моря, то в прибрежной области формируются направленные вниз (положительные) вертикальные течения. Слева от потока располагаются области с восходящими (отрицательными) вертикальными течениями.

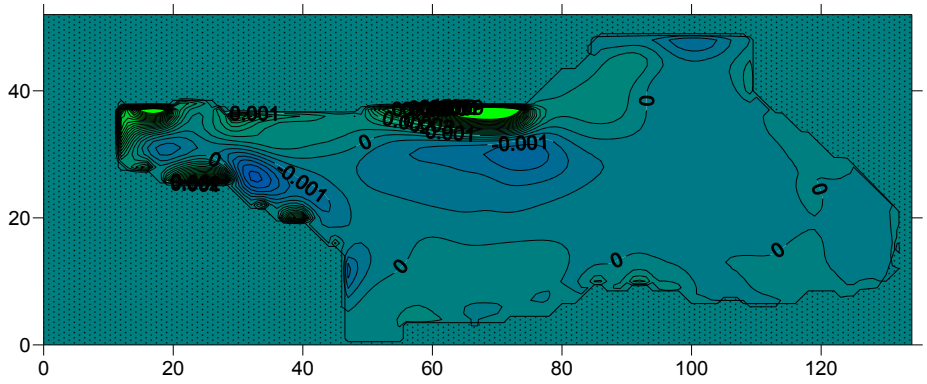


Рис. 5 Скорость вертикальных течений на верхней границе придонного экмановского слоя (см $с^{-1}$)

Такие течения приводят к процессам приспособления, в результате которых формируются возмущение уровня свободной поверхности (рис. 6) и связанные с ними баротропные течения.

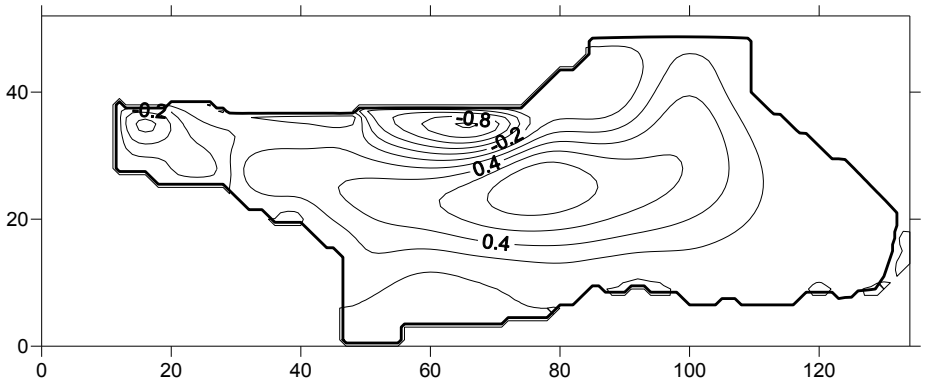


Рис. 6 Распределение возмущения уровня свободной поверхности (см) на 70 сутки

Баротропные течения являются близкими к геострофическим по отношению к обусловленным возмущением уровня баротропным градиентам давления. Сформировавшаяся система баротропных течений имеет антициклонический характер и в значительной степени противоположна придонным плотностным течениям (рис. 7).

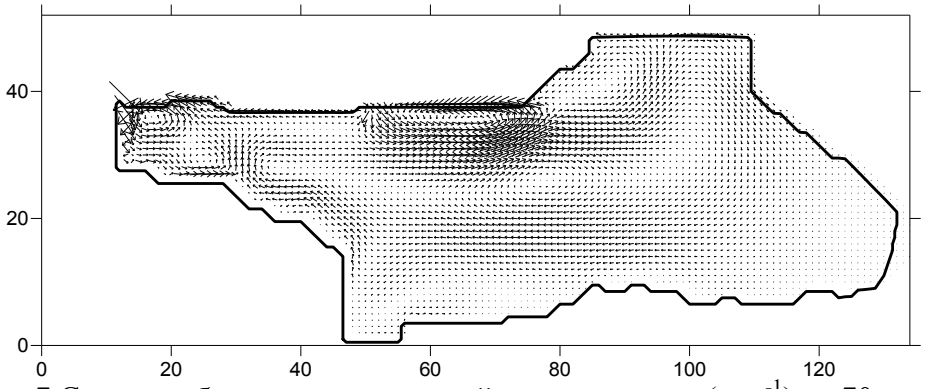


Рис. 7 Скорость баротропных течений у поверхности (смс$^{-1}$) на 70 сутки

При сложении их с придонными бароклинными течениями формируется двухслойная структура течений (рис. 8).

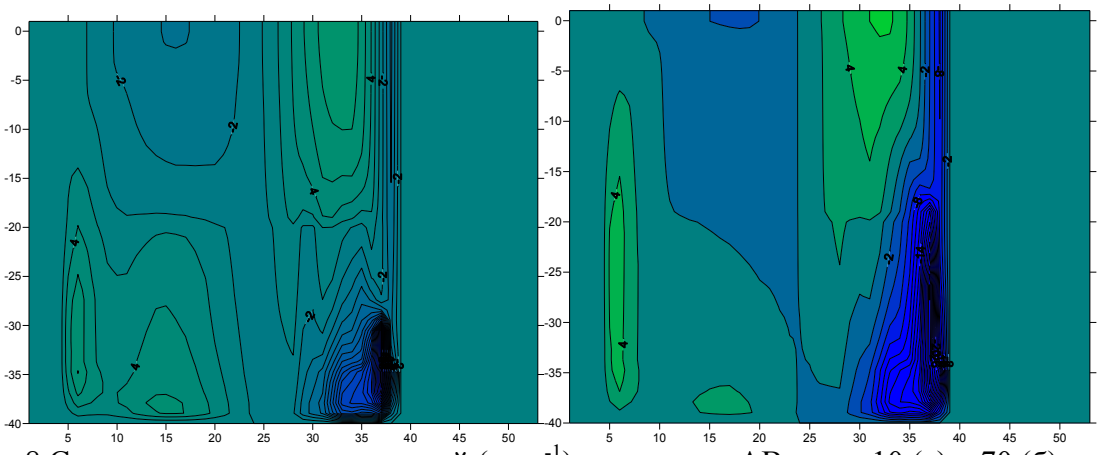


Рис. 8 Скорость продольных течений (см с$^{-1}$) на сечении АВ через 10 (а) и 70 (б) суток

Из-за противоположной направленности баротропных течений в придонном слое формируются баротропные экмановские потоки, направленные противоположно экмановским потокам придонных плотностных потоков. При этом формируются вертикальные течения, распределение которых подобно распределению вертикальных течений, связанных с придонным плотностым потоком. Однако они противоположно направлены по отношению к первым (рис. 9).

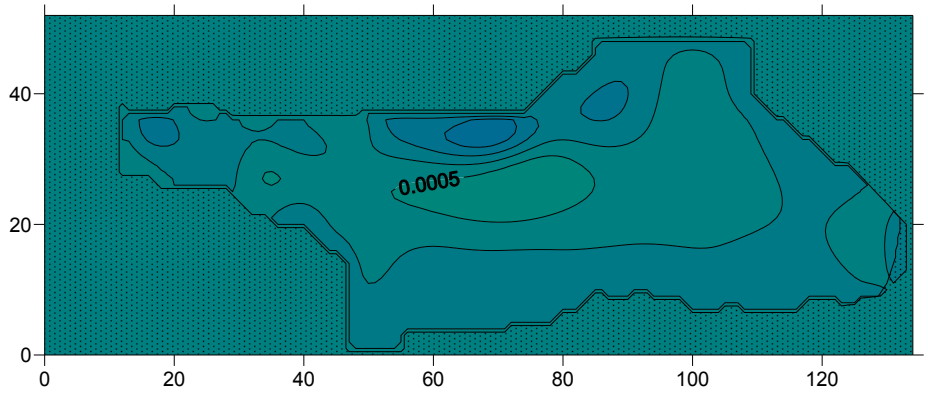


Рис. 9 Обусловленная баротропными течениями скорость вертикальных течений на верхней границе придонного экмановского слоя (см $с^{-1}$) на 70 сутки

С течением времени рост возмущения уровня сопровождается ростом баротропных течений, что приводит к росту связанных с ними вертикальных течений. Эти вертикальные течения ослабляют действие вертикальных течений, связанных с плотностным потоком, в результате чего ослабляют рост возмущения уровня свободной поверхности. Со временем должно установиться равновесие между различными системами вертикальных течений, что должно привести к прекращению роста возмущения уровня и скорости баротропных течений.

Заключение

Результаты численного моделирования показывают, что используемая модель позволила воспроизвести основные особенности распространения в Белом море придонной соленой воды. Воспроизведен основной характер и траектория распространения придонных вод, а также взаимодействие придонных вод с вышележащим слоем. Полученное при моделировании распространение придонной воды происходит в форме относительно узкого потока в направлении близком к направлению изобат. Это согласуется с данными наблюдений, полученных для других морей [10] и с теоретическими представлениями [9].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белое море, Справочник «Моря СССР», . Под ред. Б. Х. Глуховского, Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР,Т.2, Вып. 1. Л.,1991, 240 с.

2. Владимирова О.М., Лукьянов С.В., Подрезова Н.А., Царев В.А.Особенности распространения придонных вод в центральной части Балтийского моря, Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, №35, 2014, с31-41.

3. Вольцингер Н.Е., Клеваный К.А., Пелиновский Е.Н. Длинноволновая динамика прибрежной зоны, Ленинград, Гидрометеоиздат, 1989, 272 с.

4. Подрезова Н.А., Царев В.А. Эффекты негидростатичности в формировании распределения давления в окрестности плотностной линзы.// Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, №29, 2013, с131-137.

5. Семенов Е.В., Лунева М.В.1996. Численная модель приливной и термохалинной циркуляции вод Белого моря. // Известия АН, ФАО, 1996 Т. 32, №5. С. 704-713.

6. Семенов Е. В., Лунева М. В. 1999. О совместном эффекте прилива, стратификации и вертикального турбулентного перемешивания на формирование гидрофизических полей в Белом море. // Известия АН, ФАО.1999. Т. 35, №5. С. 660-678.

7. Чернов И. А, Толстиков А.В.Численное моделирование крупномасштабной динамики Белого моря //Труды Карельского научного центра РАН, №4, 2014, С.137-142.

8. Cenedese, C., Whitehead, J.A., Ascarelli, T.A. and Ohiwa, M.A dense current flowing down a sloping bottom in a rotating fluid', Journal of Physical Oceanography, 2004, 34(1), 188-203.

9. Nof D. The translation of isolated cold eddies on a sloping bottom. Deep-Sea Res. 1983. V.30, P.171-182

10. Zoccolotti L., Salusti E.Observation a very dense marine water in the southern Adriatic sea. Cont. Shelf. Res. 1991, N7. P.535-551.

N.A.Podrezova

MAIN FEATURES OF NEAR-BOTTOM SALTY WATER SPREADING IN THE WHITE SEA BY MODEL RESULTS

It is presented results of model simulation of the bottom saline water spreading in the central part of the White sea as a result of the Barents Sea water inflow trough the Stright Gorlo. The used model includes a system of hydrostatic equations of motion, the continuity equation , the transport equation and the equation of state. The salt water inflow through the Strait Gorlo is modeled of by setting at the strait water salinity of 30%. The initial salinity of the White Sea is about 29‰.

УДК551.465

О.И. Подымов

Южное отделение института океанологии им П.П.Ширшова РАН, г. Геленджик
huravela@yahoo.com

ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОЭФФИЦИЕНТА ВЕРТИКАЛЬНОГО ТУРБУЛЕНТНОГО ОБМЕНА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ЗОНДА-ПРОФИЛОГРАФА “АКВАЛОГ”В 2013-2014 ГГ.

В работе представлены расчеты коэффициента вертикального турбулентного обмена (K_t) в северо-восточной части Черного моря по данным заякоренного зонда-профилографа «Аквалог» в 2013-2014 гг. Показана связь K_t с режимом течений и его сезонная изменчивость. Отмечена сильная изменчивость K_t. Показано, что периоды сильного перемешивания, составляя по времени порядка 7%, обеспечивают 55% общего перемешивания.

Ключевые слова: коэффициент вертикального турбулентного обмена, Черное море, зонд-профилограф «Аквалог».

Данные, по которым проводились представленные в докладе расчеты, были получены в 2013-2014 гг. при помощи автономного заякоренного зонда-профилографа «Аквалог» [1], который несет нагрузку из современного океанографического оборудования. Перемещаясь вверх и вниз тросу, он работает как лифт, обеспечивая одновременную работу таких датчиков как CTD-зонд и допплеровский акустический измеритель течений. В конце 2012 г. «Аквалог» был установлен в северо-восточной части Черного моря, возле Геленджика, в пяти милях от побережья на глубине порядка 250 м для долговременного мониторинга течений и термохалинной стратификации [2]. После установки зонд-профилограф собирал данные на протяжении почти двух лет, с перерывами от нескольких дней до месяца для технического обслуживания. В среднемежедневно измерялось 4 профиля, с глубины от 15-30 до 220 м. В сумме в течение 440 дней было получено порядка 1500 вертикальных профилей с горизонтальными скоростями течений, обратным акустическим рассеиванием и сопутствующими CTD-данными.

Стратификация, вызванная ростом солености или иными факторами, снижает турбулентную кинетическую энергию и, таким образом, уменьшает коэффициент вертикального турбулентного обмена (обозначим его как K_t). Популярная параметризация K_t была предложена Мунком и Андерссоном [3]:

$$K_t = K_0(1+\frac{10}{3} * Ri)^{-3/2} \quad (1),$$

где K_0 – коэффициент вертикального турбулентного обмена для нестратифицированного водного столба, а *Ri* - градиентное число Ричардсона, которое часто используется для описания стабильности стратифицированного течения с поперечным градиентом скорости [4]. Последующее развитие теории турбулентности принесло более аккуратные, но гораздо более сложные параметризации влияния стратификации на турбулентность [5]. Тем не менее, уравнение (1) предоставляет разумную оценку турбулентности в пределах одного порядка.

Если переписать уравнение (1) в общем виде, то получим:

$$K_t = K_0 (1 + \alpha_s * Ri)^{-ns} + K_{bs} \quad (2),$$

гдеK_0, α_s, n_s – некоторые константы. Для учета фонового перемешивания, включающего в себя процессы из нерешенных источников, в уравнение добавлена переменная K_{bs}, для простоты также считающаяся константой.

Значения коэффициента вертикального турбулентного обмена могут заметно отличаться в зависимости от выбора коэффицентов K_0, K_{bs}, α_s, n_s для уравнения (2). Общий тренд сохраняется при любом из подходов, но полученная картина может быть либо сильно зашумлена, либо наоборот, сглажена почти до состояния фона. Для решения поставленной задачи – оценки величины K_t и ее изменчивости в точке установки зонда-профилографа «Аквалог» – был проведен расчет по методу [6], в интервале осреднения 40 метров. Это позволило сгладить все незначительные колебания и сосредоточить внимание на основных периодах изменчивости коэффициента вертикального турбулентного обмена и его связи с горизонтальными течениями.

Пример распределения горизонтальных течений в исследованном слое – их скоростей и направлений – и соответствующих значений коэффициента вертикального турбулентного обмена приведен на рис. 1.

Как видно из рисунка, увеличение K_tв основном связано со сменой направления течения и последующим ослаблением (или усилением).

На взаимосвязь направления вдольберегового течения с подъемом и опусканием изопикн в этой части Черного моря мы уже обращали внимание ранее [7]: юго-восточное вдольбереговое течение приводит к подъему изопикн, в то время как северо-западное вызывает их заглубление. Подобные изменения явственно отражаются и на значении K_t, чьи вариации идут параллельно изопикнам.

Как можно было ожидать, наибольшее перемешивание и увеличение K_tнаблюдается в осенне-зимний период, с октября по март, достигая пиковых значений в декабре. В этот же период наблюдается наибольшие колебания изопикнических поверхностей, которые могут превышать 50 метров по глубине в течение всего лишь нескольких дней. В летний период, после

формирования основного пикноклина, колебания K_t заметно ниже, даже в случае возникновения сильных течений.

Минимальные значения K_tбыли порядка $0.103 \cdot 10^{-5}$ м^2/с, максимальные, в моменты наиболее активного перемешивания, достигали 5-7 $\cdot 10^{-5}$ м^2/с, в ряде случаев даже превышая 15-20 $\cdot 10^{-5}$ м^2/с. Ниже основного пикноклина K_t- снижался почти в два раза, постепенно продолжая убывать с глубиной и незначительно увеличиваясь в редокс-зоне.

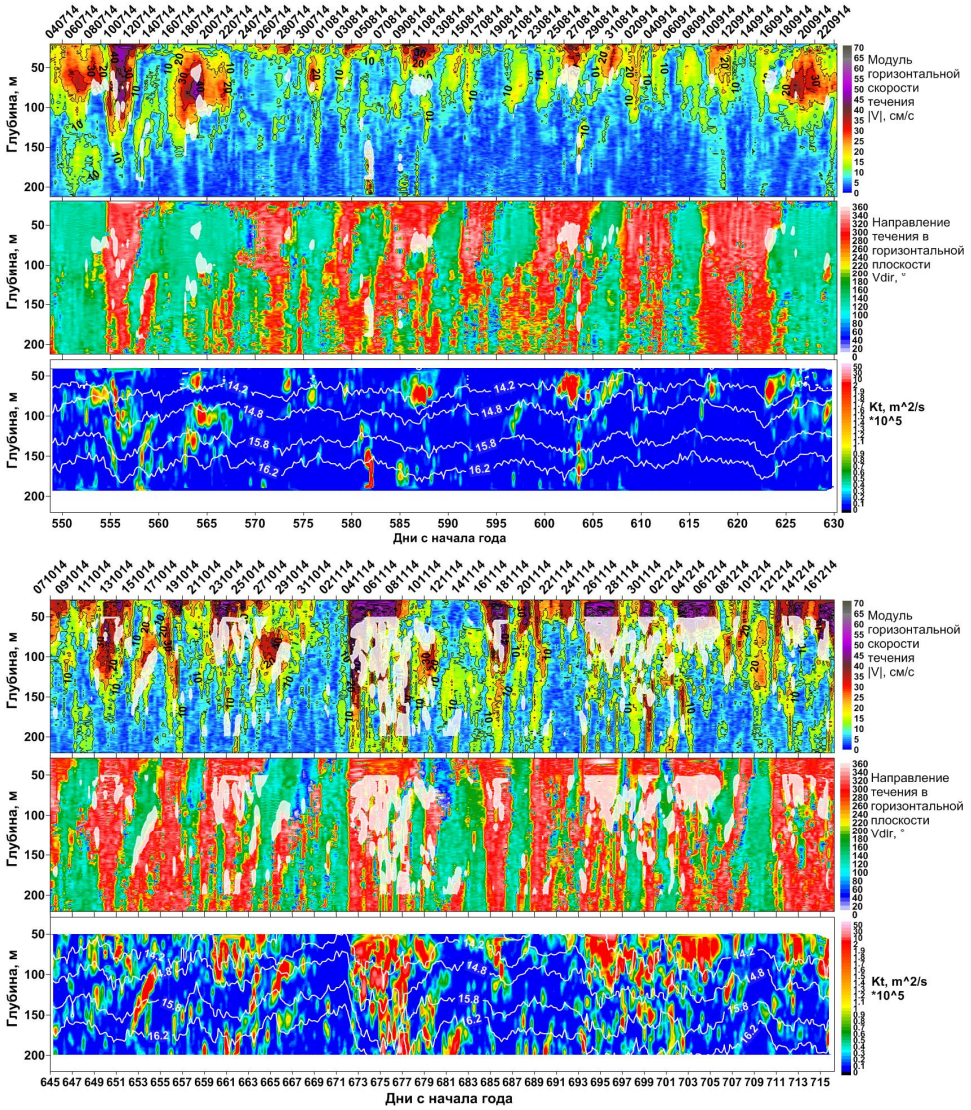


Рис.1. Распределение горизонтальных течений в исследуемой точке и соответствующих значений коэффициента вертикального турбулентного обмена в период с 2 июля по 22 сентября (вверху) и с 10 октября по 17 декабря (внизу) 2014 г. Белой полупрозрачной заливкой на рисунках общей скорости и направления течения выделены области с $K_t > 10^{-5}$. На рисунках распределения Kt также проведены изопикны условной плотности.

Распределение значений K_t по различным диапазонам значений приведено в таблице 1. Всего за период 2013-2014 гг. по результатам расчетов было получено 284279 значения внутри исследуемого слоя с шагом 1 метр.

Таблица 1

Общее распределение значений K_tпо различным диапазонам в 2013-2014 гг. во всем исследованном слое

Диапазон значений K_t, $\cdot 10^{-5}$, м^2/с	Общее число значений K_t внутри данного диапазона	% от общего числа
0.1 – 0.2	184083	64.750
0.2 – 0.3	32576	11.458
0.3 – 0.5	26247	9.232
0.5 – 1	20921	7.359
1 – 5	18240	6.416
5 – 10	1501	0.528
10 – 25	491	0.173
25 – 50	110	0.039
>50	104	0.037

Как видно из таблицы 1, общее время периодов сильного перемешивания по сравнению с периодами затишья невелико, и во всем слое первые составляют чуть более 7% (если рассматривать значения, на порядок превышающие расчетный минимум в 10^{-6} м^2/с). Однако вклад в перемешивание подобных «сильных событий» весьма существенен. Если рассмотреть сумму всех величин K_tво всем слое, и отдельно рассмотреть суммы значений K_tдо 10^{-5} и превышающие 10^{-5}, то мы увидим при относительно малой по времени (7.18% от общего числа значений) длительности периодов сильного перемешивания по сравнению с периодами относительного покоя, вклад первых в перемешивание превышает 55%.

Хотя в целом мы можем говорить о значительном – более чем в два раза – усилении перемешивания в холодное время года, затрагивающем весь исследованный слой, и об его ослаблении в теплый период, какой-то однозначной сезонной изменчивости в данных K_t в весенние и осенние периоды не прослеживается. K_t непосредственно коррелирует с увеличением скорости течения, которое, в свою очередь, зависит от ветрового воздействия.

Межгодовая изменчивость K_t на примере 2013-2014 гг. выражена слабо. Также можно отметить, что среднемесячный тренд изменений K_t в целом сохраняется во всем исследованном слое. При этом сами значения K_t подвержены сильной изменчивости.

Сравнение полученных значений с некоторыми классическими работами [8] показало заниженные в нашем случае в 2-3 раза результаты. Вероятно, отчасти это связано с тем, что для расчетов брались формулы, предназначенные для общего океанического случая, не учитывающие специфику Черного моря. В любом случае, данная тема нуждается в дальнейшем развитии и дополнительных исследованиях.

Обслуживание и модернизация измерительных станций, размещенных на полигоне, выполнялись при поддержке гранта РНФ № 14-17-00382. Обработка и анализ данных измерений выполнялись при финансовой поддержке гранта РФФИ №14-05-00159.

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G. Short-term hydrophysical and biological variability over the north-eastern Black Sea continental slope as inferred from multiparametric tethered profiler surveys // Ocean Dynamics.– 2011.–61.–P.797-806.

2. Зацепин, А.Г., Островский, А.Г., КременецкийВ.В., НизовС.С., ПиотухВ.Б., СоловьевВ.А., ШвоевД.А., ЦибульскийА.Л., КуклевС.Б., КуклеваО.Н., МоскаленкоЛ.В., ПодымовО.И., БарановВ.И., КондрашовА.А., КоржА.О.,КубряковА.А.,СоловьевД.М., СтаничныйС.В. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // ФАО.–2014.–№1.–С.16-29.

3. Munk W.H. Anderson E.R. Notes on the theory of the thermocline // Journal of Marine Research.–1948.–7.–P.276-295.

4. Geyer W. The Importance of Suppression of Turbulence by Stratification on the Estuarine Turbidity Maximum // Estuaries.–1993.–16(1).–P.113-125.

5. Mellor G.L., Yamada T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers // Journal of Atmospheric Science.–1974.–31.–P.1791-1806.

6. Pelegri, J., Csanady G. Diapycnal mixing in western boundary currents // J. Geophys. Res.–1994.–99(C9).–P.18275-18304.

7. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В., Пиотух В.Б., Куклев С.Б., Москаленко Л.В., Подымов О.И., Баранов В.И., Корж А.О., Станичный С.В.О природе короткопериодных колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. // ФАО. –2013.–6.–С.717-732.

8. Богуславский С.Г. Годовой ход коэффициента турбулентной температуропроводности по вертикали в море // Тр. Моск. Гидроф. Ин-та. – 1958.–13.–С.3-13.

O.I. Podymov

VARIABILITY OF VERTICAL TURBULENT DIFFUSION COEFFICIENT IN THE NORTH-EASTERN PART OF THE BLACK SEA ACCORDING TO DATA OF "AQUALOG" PROFILER IN 2013-2014

The work presents the calculations of vertical turbulent diffusion coefficient (K_t) in the north-eastern part of the Black Sea, using the data of tethered profiler "Aqualog" in 2013-2014. Connection of K_t with the water current regime and its seasonal variability is demonstrated. It is also shown that the periods of strong mixing, while taking only 7% of time, provide about 55% of total mixing.

Keywords: vertical turbulent diffusion coefficient, Black Sea, «Aqualog» profiler.

УДК 551.465.42

О.С. Пузина, А.И. Мизюк

Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Морской гидрофизический институт РАН»
puzina.oksana.ocean@yandex.ru

СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ХОЛОДНОГО ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ ЧЁРНОГО МОРЯ В 1993 – 2012 ГГ. ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РЕТРОСПЕКТИВНОГО АНАЛИЗА

Используя данные реанализов Центра морских прогнозов Черного моря и службы Copernicus (1993 – 2013 гг.), оцениваются значения основных параметров холодного промежуточного слоя (ХПС) Чёрного моря. Исследуется сезонная и межгодовая изменчивость характеристик слоя в каждом наборе данных, проводится их взаимное сопоставление.

Ключевые слова: холодный промежуточный слой, реанализ, сезонная и межгодовая изменчивость, глубина залегания, объём, температура, холодозапас, Чёрное море.

Введение. В работах посвященных вертикальной структуре вод Черного моря отмечают холодный промежуточный слой (ХПС). Это слой минимальных температур между сезонным и постоянным пикноклинами, который традиционно определяется по положению изотермы 8°С [1, 2]. При этом выделяют такие важные его характеристики как температура, объём и холодозапас, которыеобусловлены главным образом зимними термическими условиями. Отметим, что ХПС влияет на экологическое состояние Чёрного моря, так как холодные, обогащённые кислородом, воды способствуют окислению сероводорода, вертикальному водообмену и поступлению биогеннов в верхние слои моря [3]. Поэтому не смотря на большое количество работ, тема исследования изменчивости ХПС не теряет свою актуальность.

Определить отмеченные характеристики слоя можно как на основе данных измерений [1], так и имея представление о пространственно-временной изменчивости поля температуры, например, из результатов ретроспективного анализа. В настоящий момент ряд Прогностических центров в рамках Службы мониторинга за состоянием океана Copernicus (http://marine.copernicus.eu/), а также Центр морских прогнозов Черного моря (ЦМП ЧМ) [4] предоставляет продукты реанализа гидрофизических полей Черного моря (http://mis.bsmfc.net/), выполненного на основе численного моделирования и ассимиляции данных наблюдений. Отметим, что на основе результатов работы ЦМП ЧМ ранее было выполнено исследование

особенностей конвективного и адвективного механизмов формирования ХПС в 1971 – 1993 гг. [5]. Более поздние работы ЦМП ЧМ позволили восстановить 4-мерный ряд температуры до 2012 гг. [0]. Среди продуктов системы Copernicus имеется глобальный реанализ гидрофизических параметров (GLORYS2V3), который включает аналогичные гидрофизические параметры по Черноморскому региону. Отметим, что довольно большие объемы данных моделирования, предоставляемые отмеченными центрами морских прогнозов, усложняет работу по их взаимному сопоставлению.

В настоящей работе представлены результаты анализа временной изменчивости таких параметров ХПС, как верхняя и нижняя граница слоя, средняя температура, объем и холодозапас по результатам реанализов службы Copernicus и ЦМП ЧМ и проведено их сопоставление для периода 1993 – 2012 гг. Полученная временная изменчивость сопоставлена с изменчивостью зимних термических условий из работы [3].

Используемые данные и методика обработки. Для нахождения выше перечисленных параметров ХПС использовались данные массива реанализа «BLACKSEA_REANALYSIS_PHYS_007_002», выполненного в ЦМП ЧМ (BS MFC) (http://mis.bsmfc.net) за период с 1992 – 2012 гг. [0]. Пространственное разрешение по горизонтали составляет 11/180×2/45. По вертикали используются 38 вертикальных *z*-горизонтов, с улучшенным разрешением в верхнем слое. Они получены на основе модели циркуляции МГИ [7] и простой методики усвоения данных спутниковой альтиметрии, спутниковой температуры поверхности моря, а также среднегодовых профилей температуры и солености морской воды. В качестве атмосферного воздействия использовались данные реанализа *ERA-Interim [8]*. Результаты реанализа ЦМП ЧМ дают представление о сезонной, межгодичной и декадной изменчивости параметров Черного моря, согласующейся с результатами анализа данных контактных наблюдений. Отметим, что особенности воспроизведения вертикальной стратификации полей температуры и солености (плотности) в этом реанализе обусловлены усвоением среднегодовых профилей температуры и солености.

Второй массив реанализа выполнен для всего Мирового Океана (МО) центром Mercator Ocean (Тулуза, Франция) в рамках службы Copernicus для периода 1993 – 2012 гг. Он имеет пространственное разрешение ¼ градуса и 75 *z*-горизонтов в толще МО (в бассейне Черного моря 56 горизонтов). Результаты реанализа получены на основе модели циркуляции NEMO. Доступные спутниковые данные, а также данные с буев-профилемеров ARGO усваивались посредством SEEK фильтра [9].

Как отмечалось ранее, границы ХПС определялись по положению изотермы 8°С, и учитывались холодные воды, удовлетворяющие данному условию. На основе полученных распределений верхней и нижней границы

вычислялись объем слоя, средняя по слою температура. Холодозапас рассчитывался по формуле

$$Q_{CIL} = \int_{z_u}^{z_l} C_p \rho (8 - T) dxdydz,$$

где C_p – удельная теплоёмкость морской воды, ρ – плотность морской воды, T – температура (°C), x, y, z – координаты, определяющие положение ячейки сетки, z_u, z_l – соответственно, верхняя и нижняя граница ХПС. Отметим, что в отдельные периоды сплошность слоя значительно нарушалась и он представлял локальные области значительно меньшие по сравнению с акваторией моря. Поэтому использовался дополнительный критерий, при котором не учитывались значения, удовлетворяющие условию $S_{CIL} < 0{,}3 \cdot S_{500}$, где S_{CIL} – площадь проекции ХПС на горизонтальную плоскость, S_{500} –акватория Чёрного моря, ограниченная изобатой 500 м.

Результаты. Представление о положении границ ХПС и, соответственно, о толщине слоя даёт рис. 1. На графике видно период обновления ХПС (глубина залегания верхней границы около 0 м, нижней – около 60 м) и дальнейшее заглубление слоя, когда верхняя граница может доходить до 60 м. При этом, глубина залегания нижней – варьируется с 80 до 100 м. Отметим, что наибольшая толщина слоя наблюдается с 1992 по 1994 гг., наименьшая – с 1999 по 2002 гг. и с 2008 по 2011 гг. Качественно поведение толщины ХПС в двух реанализах совпадает. Заметим, что сплошность слоя по результатам GLORYS2V3 нарушается значительно чаще, чем в реанализе ЦМП ЧМ, что по-видимому связано с меньшей интенсивностью его обновления. Кроме того, сказываются особенности методики усвоения среднегодовых профилей температуры и солености.

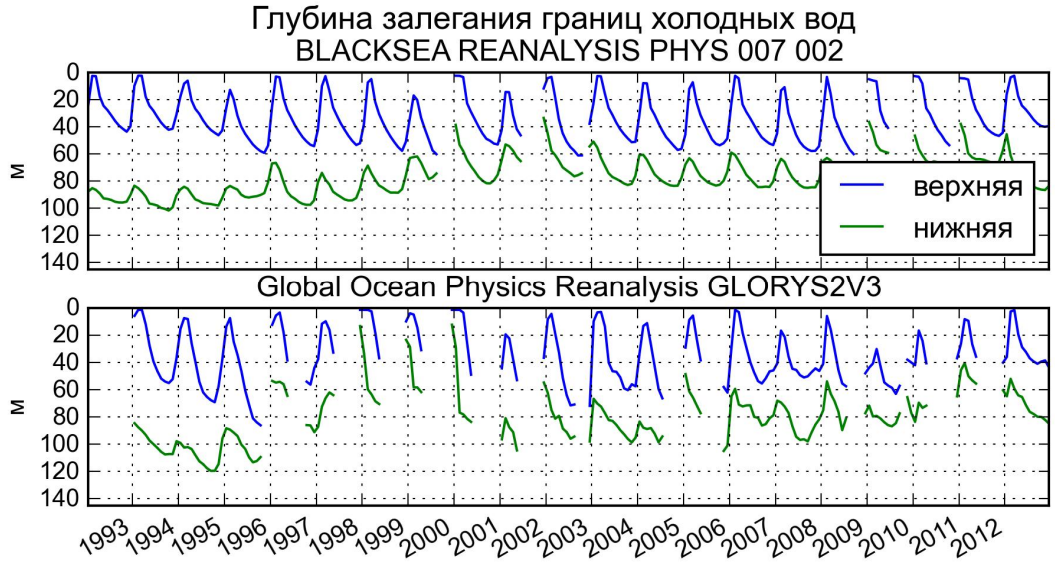


Рис. 1. Сезонная и межгодовая изменчивость осредненных по слою значений положения верхней и нижней границы холодных вод

Изменения средней температуры отображены на рис. 2. Определим, что минимальные значения средней температуры достигаются в период максимального выхолаживания — февраль-март. В эти месяца средние значения порядка – 7°С. В следствие весеннего прогрева средняя температура растёт. Отметим, что в феврале-марте наименьшая средняя температура обнаруживается в 1992, 1993, 2011 и 2012 гг. и она достигает 6.5°С, а в 1995, 1999, 2001, 2007, 2009 гг. - минимальная, 7.5°С. По данным GLORYS2V3 выделяются 1998, 1999 гг. (в которых по классификации работы [3] происходит частичное и очень слабое обновление ХПС), где средняя температура, в начале года, доходит до 6°С, и 2000, 2011 гг. – до 4,5°С. Это можно объяснить несовершенством методики выделения ХПС, где не учитываетсярасположение холодных вод в акватории Чёрного моря. Характер межсезонной изменчивости средних температур обоих реанализов совпадает.

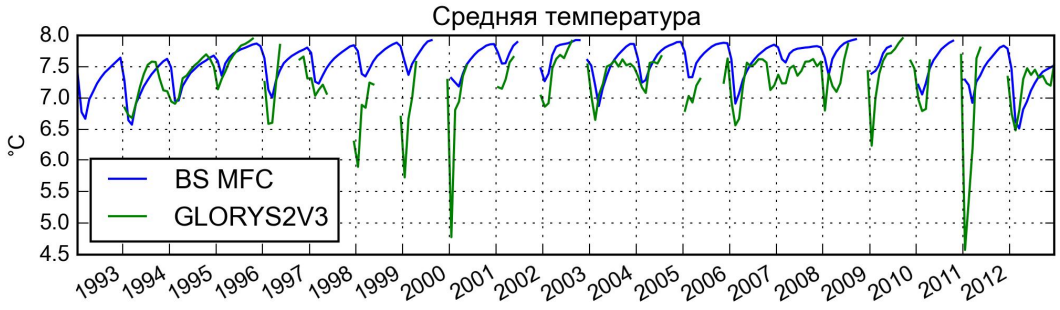


Рис. 2. Сезонная и межгодовая изменчивость средней по слою холодных вод температуры

На рис. 3 показаны значения объёма и холодозапаса ХПС. Максимальный объём достигается в период 1992 – 1994 гг., минимальный в 1999 – 2001, 2005, 2009 – 2011 гг. Максимальные величины холодозапаса наблюдаются в 1992, 1993, 1994 и в 2012 гг. в 1999, 2001, 2007 – 2010 гг.-значения минимальны. Сопоставляя данные параметры реанализов, заметим, что, объём ХПС из GLORYS2V3 в 1993 – 1994, в 2002 – 2004 и в 2007 – 2008 гг. в 2 раза больше объёма в реанализе ЦМП ЧМ, а показатели холодозапаса обоих продуктов количественно близки.

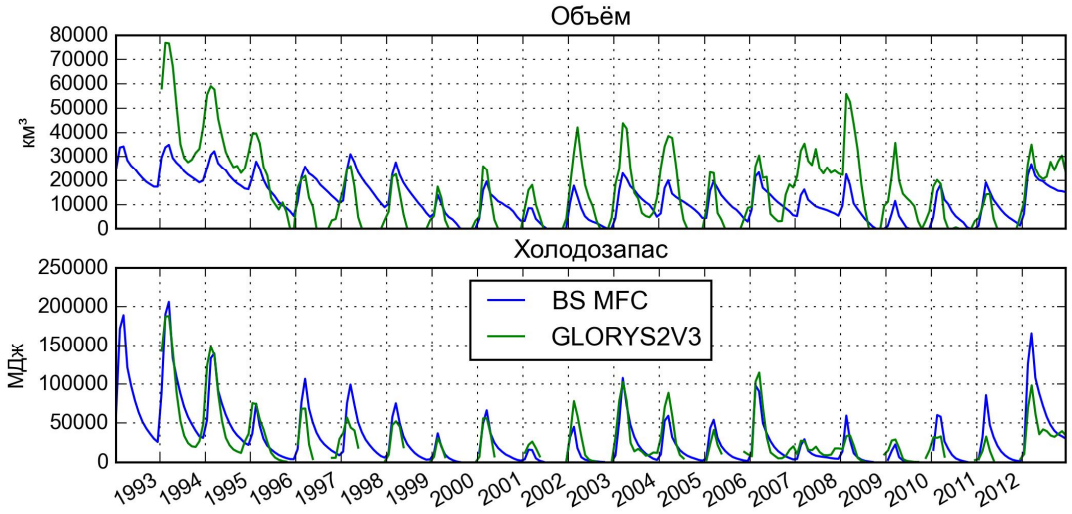


Рис. 3. Сезонная и межгодовая изменчивость объёма и холодозапаса холодных вод

Вывод. На основе реанализов ЦМП ЧМ и GLORYS2V3 были найдены основные характеристики ХПС. Их сравнительный анализ показал следующее. Значения толщины слоя, его температуры и объёма по результатам реанализов количественно совпадают только в отдельные годы. Заметим, что сплошность слоя по результатам GLORYS2V3 нарушается значительно чаще, чем в реанализе ЦМП ЧМ, что по-видимому связано с меньшей интенсивностью его обновления. По данным GLORYS2V3 на фоне значений средней температуры из реанализа ЦМП ЧМ выделяются 1998, 1999 гг., где средняя температура, в начале года, доходит до 6°С, и 2000, 2011 гг. – до 4,5°С. Отметим что, объём ХПС из GLORYS2V3 в 1993 – 1994, в 2002 – 2004 и в 2007 – 2008 гг. в 2 раза больше объёма в реанализе ЦМП ЧМ, а показатели холодозапаса обоих продуктов количественно близки. Межгодовая изменчивость характеристик ХПС по результатам реанализа ЦМП ЧМ качественно совпадает с выводами работы [3], чего нельзя сказать о GLORYS2V3.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00264_А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белокопытов В.Н. Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя Черного моря в последние десятилетия // Морской гидрофизический журнал. – 2010. –№5. – С.33 – 41.

2. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Чёрного моря.- Севастополь: НАН Украины, Морской гидрофизический институт, 2011. – 209 с.

3. Титов В.Б. Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовое обновление холодного

промежуточного слоя в Черном море // Океанология. – 2003.– т.43. – № 2.– С.176-184.

4. Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Ратнер Ю.Б. Система мониторинга гидрофизических полей Черного моря в квазиоперативном режиме // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – С. 150–158

5. Коротаев Г.К., Кныш В.В., Кубряков А.И. Исследование процессов формирования холодного промежуточного слоя по результатам реанализа гидрофизических полей Черного моря за 1971 – 1993 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2014. – Т.50. – №1. – С.41 – 56.

6. Дорофеев В.Л., Сухих Л.И. Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993-2012 годов на основе результатов выполненного реанализа // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 1 (принята к печати).

7. Демышев С.Г., Коротаев Г.К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке С // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – М.: ИВМ РАН. 1992. – С. 163-231

8. Dee D.P. Uppala S.M. , Simmons A.J. *et al.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society – 2011. – V. 137. – № 656, – P. 553 – 597

9. Pham, D., J. Verron, and M. Roubaud A singular evolutive extended Kalman filter for data assimilation in oceanography // J. Mar. Syst. – 1998. –P. 323–340

Puzina O. S., Mizyuk A. I.

Federal State Budget Scientific Institution "Marine Hydrophysical Institute of RAS"
puzina.oksana.ocean@yandex.ru

Seasonal and interannual variability of the cold intermediate layer of the Black Sea in 1993 - 2012 from reanalysis

Main cold intermediate layer (CIL) parameters are estimated using reanalysis data from Black Sea Marine Forecasting Center (BS MFC) and CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) for 1993 – 2013. Seasonal and interannual variability of CIL characteristics for both data sets are investigated and intercomapared.

УДК 551.465.42

М.В. Сендеров, А.И. Мизюк, Г.К. Коротаев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Морской гидрофизический институт РАН»
299011 Севастополь, ул. Капитанская, 2
smvdonetsk1@rambler.ru

ФОРМИРОВАНИЕ ХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ЧЕРНОГО МОРЯ В ЗАДАЧЕ «СОТВОРЕНИЯ МИРА»

На основе численного моделирования исследуется задача формирования халинной структуры Черного моря вследствие только водообмена через пролив Босфор и стока рек.

Ключевые слова: численное моделирование, халинная структура, Босфор, Черное море.

Введение. Теория черноморского потопа была сформулирована в 1996 году американскими геологами Уильямом Райаном и Уолтером Питменом [1] из Колумбийского университета. Она утверждает, что около 5600 г. до н. э. произошло землетрясение, послужившее причиной образования пролива Босфор и начался вток соленых мраморноморских вод в пресный черноморский бассейн. Таким образом была сформирована халинная вертикальная структура Черного моря близкая к наблюдаемой в настоящий момент. Вследствие потопа была затоплена территория в 155 тыс. км². На месте Босфора в течении 300 дней существовал огромный водопад, через который в сутки переливалось приблизительно 40 км³ воды (в 200 раз больше объема воды, проходящего через Ниагарский водопад).

В настоящее время течения в проливе Босфор обусловлены наличием двух факторов. Нижнебосфорское течение возникает вследствие разности плотностей, что является результатом более высокой солености средиземноморских вод (примерно 38‰) по сравнению с соленостью Черного моря (примерно 18‰). Изменение речного стока, осадков и испаренияприводит к разности уровней, тем самым образуя верхнебосфорское течение. Положительный пресный баланс (превышение стока рек и осадков над испарением) и приток высокосоленых мраморноморских вод через Босфор обуславливают резкую стратификацию вод Черного моря и ослабленное вертикальное перемешивание в слое основного пикноклина. Такие особенности водообмена формируют особую халинную стратификацию бассейна [2].

Настоящая работа – попытка проверить описанную выше гипотезу Райана-Питмена на основе численной модели циркуляции. Представлены

результаты качественного формирования вертикальной халинной структуры и крупномасштабной циркуляции Черного моря с учетом только стока рек и водообмена через пролив Босфор. Приведено описание используемой модели и постановка задачи.

Краткое описание используемой модели и конфигурации. Численные эксперименты были выполнены с использованием региональной конфигурации с грубым пространственным разрешением (шаг по горизонтали 20 км) модельного комплекса NEMO [3]. Его ядром является численная трехмерная нелинейная модель циркуляции OPA [3]. Она основана на системе примитивных уравнений гидротермодинамики в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости жидкости, которые при выборе правой тройки ортогональных векторов **i**, **j**, **k** (**i**, **j** в горизонтальной плоскости, **k** направлен вверх) имеют вид:

$$\frac{\partial \mathbf{U}_h}{\partial t} = -\left[(\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} + \frac{1}{2} \nabla (\mathbf{U}^2) \right]_h - f\mathbf{k} \times \mathbf{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \mathbf{D}^{\mathbf{U}} + \mathbf{F}^{\mathbf{U}}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{U} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla (T\mathbf{U}) - D^S + F^T, \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla (S\mathbf{U}) - D^S + F^S, \quad (5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p), \quad (6)$$

где $\mathbf{U} = \mathbf{U}_h + w\mathbf{k}$ – вектор скорости течений (индекс $_h$ означает вектор в горизонтальной плоскости O**ij**);

$f = 2\ \mathbf{\Omega}\ \mathbf{k}$ – параметр Кориолиса;

$\mathbf{\Omega}$ – угловая скорость вращения Земли;

$\mathbf{D}^{\mathbf{U}}$, D^T, D^S – члены, описывающие параметризацию подсеточных процессов для импульса, температуры и солености;

$\mathbf{F}^{\mathbf{U}}$, F^T, F^S – члены, характеризующие внешнее воздействие.

Остальные обозначения общепринятые. В модели представлен ряд уравнений состояния (6), из которых была выбрана формула ЮНЕСКО.

Дискретизация системы уравнений выполнена на сетке «С» по терминологии Аракавы [4]. Для уравнения движения (1) выбрана форма Громеки – Лэмба. Конечно-разностная аппроксимация выполнена с применением схемы с сохранением энергии и энстрофии. Для нелинейных слагаемых в уравнениях переноса – диффузии (4, 5) используется TVD схема [5]. Вертикальное турбулентное перемешивание в модели рассчитывается на основе гипотезы замыкания k-ε [6]. Расчет уровня моря происходит с

использованием схемы расщепления по времени [7]. Для параметризации горизонтального турбулентного обмена используется бигармонический оператор с коэффициентами (-5×10^{10} м^2/с) для вязкости и (-1×10^{11} м^4/с) для диффузии тепла и соли.

Используются следующие граничные условия. На твердых боковых границах для уравнений движения задается условие прилипания. На дне используется нелинейное трение. Для уравнений переноса – диффузии тепла и соли на боковых границах и дне ставятся условия отсутствия потоков. На поверхности учитывается дополнительное кинематическое условие. В Мраморном море используется открытая граница. Она реализуется с помощью схемы релаксации потоков для температуры и солености. Также учитываются климатические расходы 11 рек. В устьях рек задаются климатические значения температуры и ненулевое значение солености.

Топография дна для конфигураций строилась на основе данных цифрового массива работы [8]. Используется квазирегулярная сетка, покрывающая бассейны Черного, Азовского и Мраморного морей с шагом по горизонтали порядка 20 км. При этом шаг по времени был выбран равным 10 минутам. Дискретизация по вертикали осуществляется с использованием 35 *z*-горизонтов: 1; 3; 6... 19; 23; 28; 34; 42; 51; 63; 79; 99; 126; 159; 202; 256; 321; 399; 489; 590; 703; 824; 953; 1088; 1227; 1370; 1516; 1664; 1813; 1963; 2114; 2265.

Результаты численных экспериментов. Выполнен ряд численных экспериментов, моделирующий попадание соленой мраморноморской воды в черноморский бассейн. Тестовые расчеты проводились на период 67 лет, основной расчет на 804 года (9648 месяцев). Так как гипотеза предполагает изначально большой приток соленой воды, для избежания проявления численной неустойчивости в расчетах, начальная соленость была выбрана равномерно распределенной по глубине со значениями 16 ‰ в Черном и 9 ‰ в Азовском морях. Температура в начальный момент также везде однородна и составляет 6 °С.

Тестовый расчет показал сильно быстрое осолонение бассейна. При анализе данных было обнаружено формирование верхне- и нижнебосфорского течений. Расход воды через пролив в 10 раз превысил климатические значения. На сороковой расчетный год соленость достигла 21 ‰ на поверхности и ее вертикальное распределение было практически равномерным, что плохо согласуется с выдвинутой гипотезой.

В связи с этим был применен искусственный прием «частично закрытой ячейки» [3]. С его помощью ширина ячейки сетки в проливе Босфор была уменьшена до 5, 3 и 2 км и проведены соответствующие эксперименты. В начале расчета, на этапе «раскрутки» модели, происходит распреснение верхнего 45 метрового слоя из-за влияния стока рек, это совпадает с

глубиной пролива Босфор. Ниже этого уровня начинает наблюдаться увеличение солености.

Наиболее приемлемые результаты были получены с шириной ячейки сетки 2 км. При этом расход воды через верхнебосфорское течение в среднем стал очень близким к климатическому значению. Нижнебосфорское течение очень близко к оценочному значению равному 6224.08 м³/с, что видно из рис. 1.

Так как поток соли был достаточно мал, в расчет было включено граничное условие на поверхности: испарения минус осадки. Вследствие этого произошло резкое увеличение солености, среднее значение которой по акватории Черного и Азовского морей увеличилось с 6 ‰ до 12 ‰ и вышло на квазистационарный уровень. Дальнейший анализ результатов показал формирование качественно близкой к настоящему халинной вертикальной структуры (рис. 2). Из рисунка видно, что ниже 45 метров соленость распределяется равномерно.

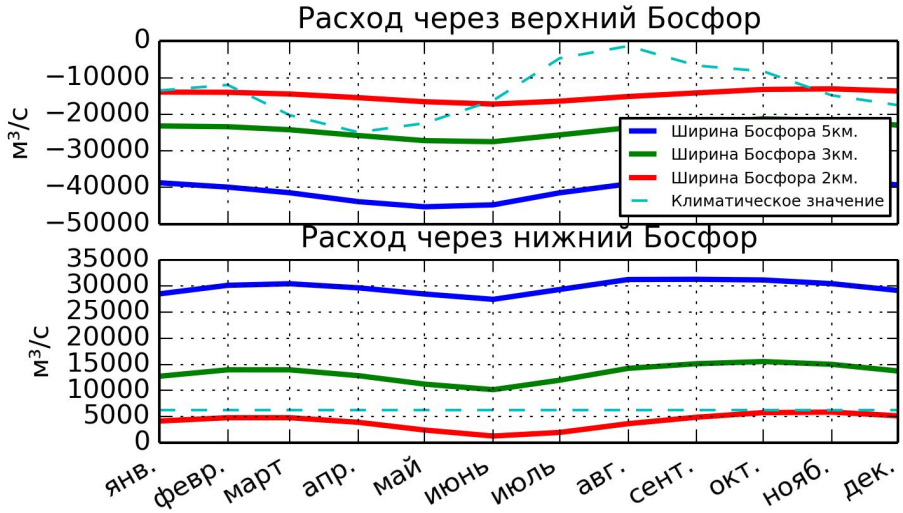


Рис. 1. Расход воды в нижне- и верхнебосфорском течениях на 67 расчетный год

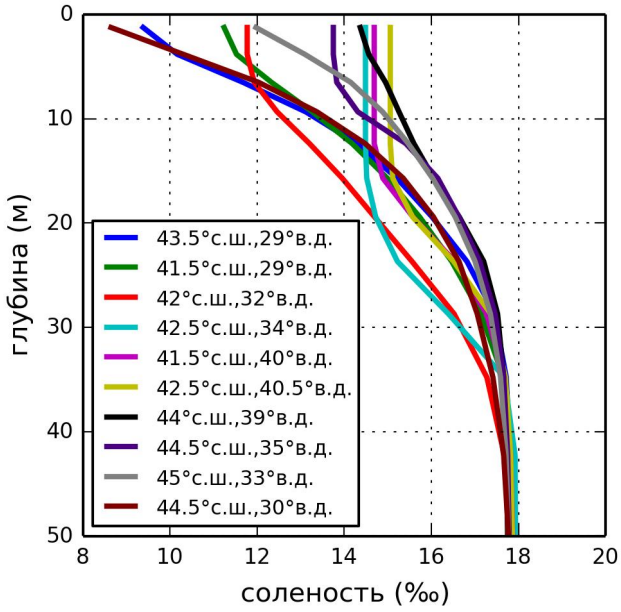


Рис. 2. Профили солености по периметру Черного моря на 804 расчетный год

После длительного численного интегрирования формируется крупномасштабное течение антициклонического характера за счет втока рек и перепада солености между Мраморным и Черным морями (рис. 3).

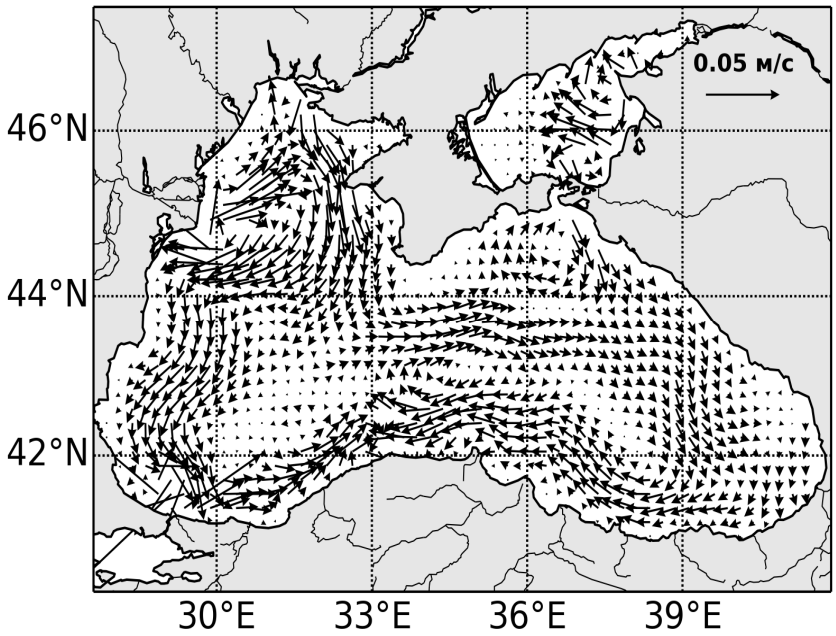


Рис. 3. Скорость течения на поверхности на 804 расчетный год

Выводы. Создана конфигурация модели с грубым разрешением (20 км.), включающая Мраморное, Черное и Азовское моря. В ходе проведения расчетовподобрана ширина ячейки сетки, таким образом, что в результате экспериментов расходы верхне- и нижнебосфорского течений получились

близкими к климатическим. Анализ результатов эксперимента показал, чтоформируется халинная структура качественно близкая к наблюдаемой. В результате влияния водообмена через пролив Босфор и стока рек сформировалась крупномасштабная циркуляция. Время формирования характерной для Черного моря вертикальной структуры поля солености оказалось сопоставимым с временем, предполагаемым в гипотезе (800 лет).

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 16-05-00264_А.

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. W.B. Ryan and W.C. Pitman, Noah's Flood: The New Scientific Discoveries About the Event That Changed History.

2. А. К. Богданова Водообмен через Босфор и его роль в перемешивании вод Черного моря.

3. Madec G. NEMO reference manual, ocean dynamics component // Note du pôle de modélisation, IPSL, France N°27 ISSN N. 2008. P.1288 – 1619

4. Mesinger F., Arakawa A. Numerical methods used in Atmospheric models. // GARP Publication Series. 1976. No 17.

5. Zalesak S. T.Fully multidimensional flux corrected transport algorithms for fluids. // J. Comput. Phys., 1979 – 31.

6. Rodi W. Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified fluids // J. Geophys. Res. 1987. 92 (C5). P. 5305-5328.

7. Roullet G., Madec G. salt conservation, free surface, and varying levels: a new formulation for ocean general circulation models. // J. Geophys. Res. 2000. 105. P.23,927 –23,942.

8. Авдеев А.И. Разработка методологии исследования рельефа дна Черного моря и его влияние на процессы, протекающие в зоне сопряжения суша–море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика, 2001. – Т. 4. – С. 179–187.

M. Senderov, A.Mizyuk, G. Korotaev

SIMULATION OF THE BLACK SEA HALINE STRUCTURE IN THE «CREATION OF EARTH» PROBLEM

The problem of the Black Sea haline structure simulation caused by Bosphorus water exchange and river runoff is investigated by means of numerical modeling.

УДК 551.465

К.П. Сильвестрова, А.Г. Зацепин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии им. П.П.Ширшова Российской академии наук, Российская Федерация, 117997, г. Москва, Нахимовский проспект, д.36,
ksberry@mail.ru

ИССЛЕДОВАНИЕ АПВЕЛЛИНГОВ И ДАУНВЕЛЛИНГОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ В РАЙОНЕ Г. ГЕЛЕНДЖИК

В работе приведены некоторые результаты совокупного анализа данных изменчивости профилей температуры и скорости течения (по данным ADCP и термокосы на глубине 22 м с кабельной связью с берегом, расположенной на траверзе Голубой бухты), а также метеорологических условий. Цель исследования – установить причины возникновения и развития таких процессов, как апвеллинг и даунвеллинг, при помощи анализа натурных измерений в прибрежной зоне Черного моря.

Ключевые слова: апвеллинг, даунвеллинг, Черное море.

В июне 2013 г. на траверзе Голубой бухты (г. Геленджик) в составе подспутникового гидрофизического полигона [2] на расстоянии ~ 1 км от берега на глубине 22 м был установлен стационарный измерительный комплекс, в состав которого входят донный акустический доплеровский измеритель течений ADCP RDI WH Sentinel 600 кГц (далее – ADCP) и заякоренная термокоса, разработанная в Атлантическом отделении (АО) ИО РАН. Термокоса представляет собой набор распределенных по вертикальному кабель-тросу 18-ти датчиков температуры, 3-х контрольных датчиков давления, имеет контроллер с блоком хранения и передачи информации. Измерения температуры, как и измерения профилей скорости течения, проводятся с временным интервалом 30 с, имеют погрешность около 0.1 °С и вертикальный шаг 0.8 м в диапазоне глубин 6 – 20 м.

За время работы заякоренной буйковой станции отмечено более 25 случаев подъёма вод, из них 4 случая можно назвать полными апвеллингами, при которых присутствие глубинных вод с температурой менее 10°С было зафиксировано на верхнем датчике температуре. События полного апвеллинга происходят не каждый год и чаще приурочены к раннему лету (май/июнь) или осени (сентябрь/октябрь), что подтверждается и другими работами, например, [1,4]. События неполного апвеллинга наблюдаются каждый год, при максимальном прогреве вод и наиболее устойчивой стратификации в июле-августе, как правило, не менее 2-х раз в месяц. Вследствие вышеобозначенных процессов верхняя граница сезонного термоклина в шельфовой зоне может подниматься к поверхности моря, или

опускаться на глубину 40 м и более в течение нескольких суток. Такая короткопериодная перестройка гидрологической структуры сопровождается интенсивной адвекцией вод, их вертикальным и горизонтальным перемешиванием. Данные процессы оказывают значительное влияние на гидрохимическую структуру вод, потоки биогенных и загрязняющих веществ, что приводит к изменению условий функционирования прибрежной экосистемы.

Для периода с 2011 по 2014 год рассчитано касательного напряжение ветра. В качестве входных данных о ветре использованы данные реанализа высокого разрешения NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Пространственное разрешение реанализа составляет ~0.2° шаг по времени 1 час. Касательное напряжение ветра в наблюдаемые периоды имеет характерной особенностью уменьшение абсолютных величин в летний период (менее чем 0,2 Н/м^2), в то время, как максимумы наблюдаются в весенний и зимний периоды (до 0,5 Н/м^2 для вдольбереговой компоненты скорости ветра и до 0,8 Н/м^2 для нормальной к берегу компоненты). В осенний период значения касательного напряжения ветра в целом выше, чем летом. Совместный анализ вдольбереговой компоненты касательного напряжения ветра и вертикального распределения температуры вод позволяет установить характер исследуемых явлений, вызваны ли подъем или опускание вод чисто ветровым воздействием.

При анализе данных во временных промежутках, в которые происходили апвеллинг/даунвеллинг, были сделаны следующие выводы: понижение температуры воды, зафиксированное на верхних термодатчиках, свидетельствующее о характерном подъеме вод, согласуется не только с северо-западным ветром, но и с развитием вдольберегового течения юго-восточного направления. Более того, в некоторых случаях подъём вод происходит при отсутствии апвеллингового ветра. При смене вдольберегового течения с юго-восточного на северо-западное обычно наблюдается даунвеллинг. События полного апвеллинга, как правило, происходят под совокупным влиянием воздействия ветра и юго-восточного течения.

Иллюстрация связи ветрового воздействия с температурным откликом среды и вдольбереговыми течениями в период событий апвеллинга и даунвеллинга, представлена на рис. 1, где построены вектора скорости ветра по данным автоматической метеостанции географического факультета МГУ им. Ломоносова (рис. 1а), а ниже – распределения температуры воды, по данным термокосы (рис.1б), а также модуля скорости и направления течения во временной развертке (рис. 1в - 1г соответственно).

Отметим, что в период с 24 по 26 сентября 2013 года господствовал ветер северо-западных румбов, вызвавший интенсивный апвеллинг и понижение температуры во всем водном слое более чем на 10°С. Развитие

апвеллинга также сопровождалось развитием прибрежного течения юго-восточного направления. Изменение течения на северо-западное, скорость которого достигала 70 см/с, привело к релаксации апвеллинга и быстрому развитию даунвеллинга. Во второй половине дня 26 сентября также изменилось и направление ветра, что также ускорило даунвеллинг, вызвавшей повышение температуры во всем водном слое до 19.5°С.

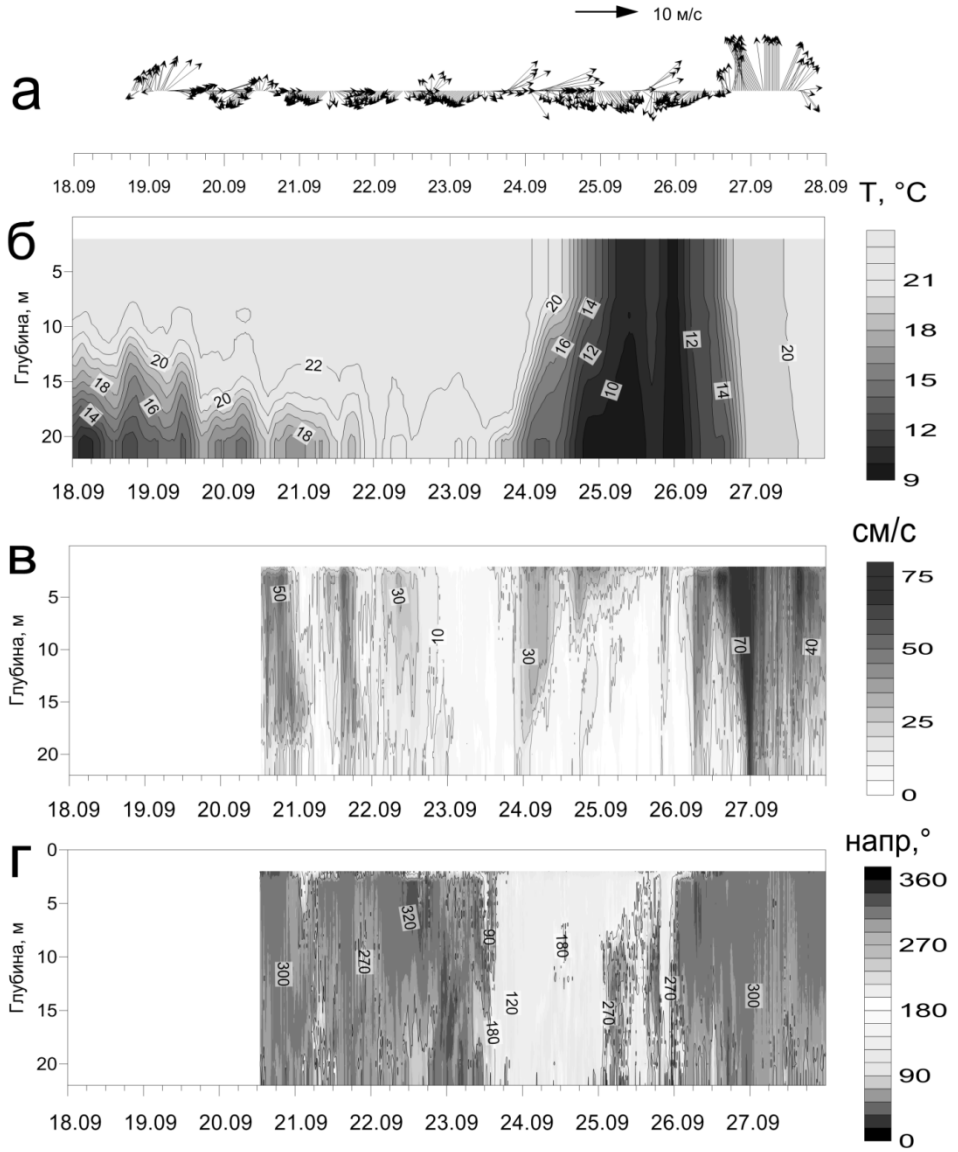


Рис.1 Совокупное представление данных наблюдений в период 18-28.09.2013 г.: (а) скорость ветра, (б) вертикальное распределение температуры воды; (в) модуль скорости течения; (г) направление скорости течения

Обработка и анализ данных произведены при финансовой поддержке гранта РФФИ №№14-05-00159, в части постановки приборов и получения данных финансирование проводилось за счет гранта РНФ 14-17-00382

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Боровская Р.В, Панов Б.Н., Спиридонова Е.О. и др.* Прибрежный черноморский апвеллинг и межгодовая изменчивость его интенсивности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа — Севастополь, 2005. — Вып. 12. — С. 42-48.

2. *Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др.* Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря //Известия АН -2014. - № 1. - С. 16-29.

3. *Зацепин А.Г., СильвестроваК.П., Куклев С.Б. и др.* Наблюдение цикла интенсивного прибрежного апвеллинга и даунвеллинга на гидрофизическом полигоне ИО РАН в Черном море // Океанология. - 2016. Т. 56. - № 2. - С. 629–642.

4. *Новиков А.А., Тужилкин В.С.* Сезонные и региональные вариации синоптических аномалий температуры воды в северо-восточной части прибрежной зоны Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – №1.

K.P.Silvestrova, A.G. Zatsepin

STUDY OF UPWELLING AND DOWNWELLING IN THE COASTAL ZONE OF THE BLACK SEA NEAR GELENDZHIK

УДК 551.465+551.466

Е.В. Софьина

Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН
sofjina_k@mail.ru

ПРИЛИВНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ КЛИМАТОВ МОРСКИХ СИСТЕМ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПОЛУСУТОЧНОМУ ПРИЛИВУ M_2 В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Приводятся результаты моделирования по установлению регионального климата Баренцева моря летом с учетом и без учета приливного форсинга, полученные в рамках трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4. Сравнение результатов моделирования показывает, что исключение приливного форсинга приводит к заметным изменениям гидрофизических полей Баренцева моря. В частности, максимальные отличия полей температура на средней глубине пикноклина (50 м) могут достигать 4 °С, солености – 2 ‰. Делается вывод, что вклад приливов в формирование климата Баренцева моря является значимым на ряду с другими климатообразующими факторами.

Ключевые слова: приливный форсинг, региональный климат морской системы, моделирование, Баренцево море.

Региональный климат морской системы определяется водообменом с соседними водоемами, взаимодействием с атмосферой, топографией дна, геометрией бассейна и господствующими ветрами. Баренцево море является приливным морем, поэтому к приведенному набору климатообразующих факторов следует добавить также приливный форсинг.

При моделировании регионального климата морских систем влиянием приливов, как явлением, имеющим гармоническую природу, обычно пренебрегают, при этом учет фактора приливов в формирование регионального климата морских систем остается неизученным. Считается, что влияние приливов на климат океана определяется индуцируемой внутренними приливными волнами диссипацией бароклинной приливной энергии и обуславливаемой ею диапикнической диффузией. Согласно приведенным оценкам в [1], средний по глубине коэффициент диапикнической диффузии в отдельных районах Баренцева моря может достигать значений 1 $м^2/с$.

Цель настоящей работы оценить приливные изменения регионального климата Баренцева моря, под которым понимается характерная для данного региона совокупность средних годовых пространственных распределений и их сезонных изменений скорости течений, температуры и солености воды, а также отклонений уровня свободной поверхности моря.

С помощью трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 [2] будут выполнены два численных эксперимента по установлению климата Баренцева моря с учетом и без учета приливного форсинга летом, когда морского льда (еще одного усложняющего исследование проблемы фактора) нет почти во всем море [3]. В качестве приливного форсинга в Баренцевом море рассматривалась главная лунная полусуточная гармоника M_2 приливообразующего потенциала. Сравнение двух решений позволит оценить влияние приливов на климат исследуемого моря, покажет, насколько значимы приливные эффекты, и где они проявляются наиболее ярко.

В основе трехмерной неструктурированной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4 лежит двумерное волновое уравнение для колебаний уровня, непреобразованные уравнения движения для горизонтальных составляющих скорости в приближениях Буссинеска и гидростатики, эволюционные уравнения для температуры и солености морской воды, уравнение неразрывности, уравнения состояния и гидростатики. Для вычисления коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости и диффузии используется 2,5-уровенная схема турбулентного замыкания Меллора и Ямады. Использование такой модели предопределяет предсказываемое ею поле внутренних волн. Последние могут быть только низкомодовыми приливного периода: высокомодовые (короткомасштабные) внутренние волны, образуемые при разрушении низкомодовых приливных внутренних волн, гидростатическая модель не воспроизводит.

Горизонтальное разрешение конечно-элементной сетки для Баренцева моря принималось варьирующим от 1.5 км вблизи очагов генерации внутренних приливных волн до 19.5 км в открытом море. По вертикали море делится на 40 слоев неодинаковой толщины со сгущением слоев в поверхностном и придонном слоях. Временной шаг полагается равным 37.26 с. Поле глубин берется из банка данных IBCAO [4]. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии вычисляются по формуле Смагоринского. Летние потоки тепла и соли на поверхности моря, необходимые для задания термохалинного форсинга, аппроксимируются восстанавливающими (restoring) граничными условиями.

Климатические значения температуры и солености в начальный момент времени для всего объема моря и на поверхности для задания термохалинного форсинга берутся из цифрового атласа Арктики [5] для летнего периода, содержащего результаты in situ измерений температуры и солености морской воды. Отклонения уровня свободной поверхности на открытой границе моря принимаются равными их значениям по архивным данным CNES-CLS09 средней глобальной динамической топографии свободной поверхности, полученным в [6] комбинацией спутниковой альтиметрии с in situ измерениями. Информация о пространственном

распределении скорости приземного ветра в приводном слое атмосферы для летнего сезона берется по данным NCEP-NCAR (R1) реанализа [7].

Приливный форсинг, представленный приливными колебаниями уровня на открытой границе, задавался по результатам моделирования высокоразрешающей арктической приливной модели AOTIM-5 [8], ассимилирующей всю имеющуюся эмпирическую информацию о приливах, включая данные спутниковой альтиметрии, полученные со спутников TOPEX/Poseidon и ERS-1.

Уравнения модели интегрируются до установления квазистационарного режима от начального момента времени, который получается примерно равным 730 суткам. После этого два решения, полученные при учете приливного форсинга и без него, сравниваются между собой.

На рисунке 1 представлены поля разностей температуры и солености морской воды на средней глубине пикноклина (50 м).

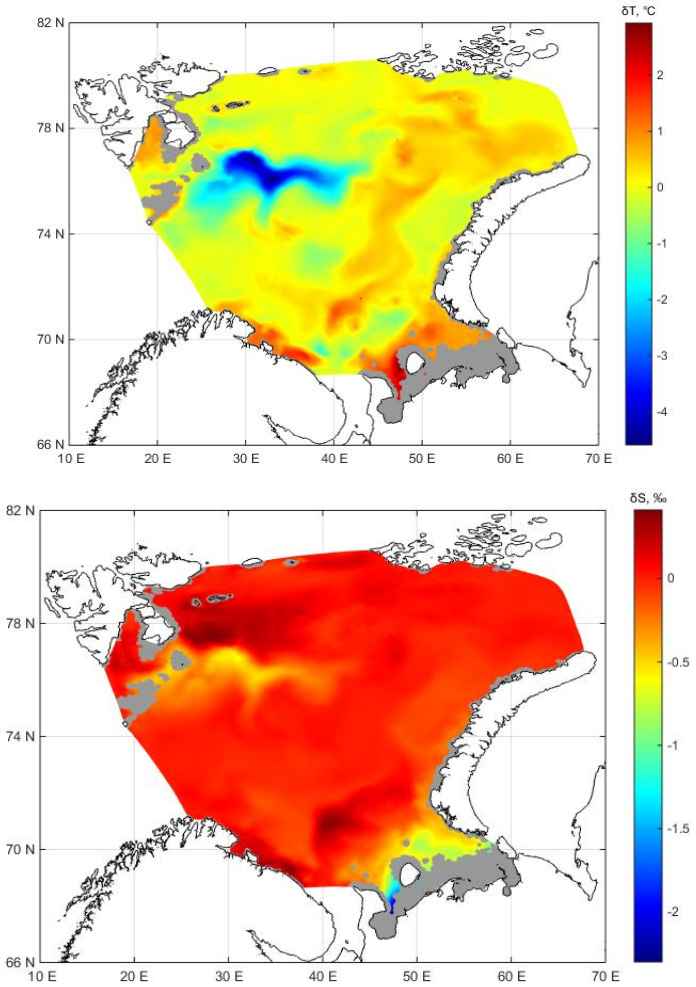


Рис. 1. Разности значений температуры и солености морской воды (а и б соответственно) на глубине пикноклина, полученных с учетом и без учета приливов. Серым цветом залиты области с глубинами меньшими 50 м

Исключение приливного форсинга приводит к значительным изменениям температуры (рис. 1а) и солености (рис. 1б) морской воды. Максимальные отличия в обоих полях более -4 °С по температуре и -0.5 ‰ по солености отмечаются в центральной части моря, и судя по всему вызываются смещением положения полярного фронта. Заметные изменения наблюдаются также в юго-восточной части моря: температура повышается в среднем на 1 °С, соленость понижается более чем на 1 ‰. Эти отличия возможно связаны с изменением стратификации, а именно приливы в данном мелководном районе приводят к перемешиванию всей толщи моря и исчезновению верхнего перемешанного слоя.

Полученные результаты показывают, что климат Баренцева моря испытывает на себе заметные изменения, связанные с учетом приливного форсинга. Следовательно, можно сделать вывод, что вклад приливов в формирование климата Баренцева моря является значимым на ряду с другими климатообразующими факторами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Каган Б.А., Софьина Е.В.* Пространственная изменчивость диссипации бароклинной приливной энергии и связанной с ней диапикнической диффузии в Баренцевом море // Океанология. –2015.–55(1).–С.26-31.

2. *IpJ.T.C.*, *LynchD.R.QUODDY-3 User's manual*: *Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements*: *Nonlinear prognostic time-stepping model*. *Report Number NML 95*–1.–*Thayer School of Engineering*, *Dartmouth College*, *Hanover*, *New Hampshire*, 1995.–45 p.

3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР Т. Баренцево море. Вып. 1. / Под ред. Ф.С. Терзиева, Г.В. Гирдюка, Г.Г. Зыковой, С.Л. Дженюка. –Л.: Гидрометеоиздат, 1990.–280с.

4. International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean / National Geophysical Data Center.–Boulder, Co. USA: NGDC, 2008: http://www.ibcao.org/

5. *Tanis E., Timokhov L.* (eds.). Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Summer Period. Environmental Working Group, University of Colorado, Media Digital, 1998.

6. *Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // J. Geophys. Res.–2011.–116.–C07018. doi:10.1029/2010JC006505.

7. The NCEP/NCAR Reanalysis Project at the NOAA/ESRL Physical Sciences Division. http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml

8. *Padman L., Erofeeva S.* A barotropic inverse tidal model for the

Arctic Ocean // Geophys. Res. Let.–2004.–31. doi: 1029/2003 GL019003.

E.V.Sofina

St. Petersburg Branch, Shirshov Institute of Oceanology, RAS
sofjina_k@mail.ru

TIDAL CHANGES IN REGIONAL MARINE SYSTEM CLIMATES AS APPLIED TO THE SEMIDIURNAL TIDE M_2 IN THE BARENTS SEA

Modeling results on setting up the region climate of the Barents Sea in summer taking account of the tidal forcing and without it are presented, which were carried out using the 3D finite-element hydrostatic model QUODDY-4. The comparison of the modeling results is showing that excluding of the tidal forcing provides the noticeable changes of the hydrophysical fields in the Barents Sea. In particular the maximum differences of the seawater temperature on averaged pycnocline depth (50 m) can reach 4 °C and 2 ‰ on salinity. It is concluded that the tidal contribution to the Barents Sea climate is significant along with other climatic factors.

Keywords: tidal forcing, regional climate of marine system, modeling, the Barents Sea

УДК 551.465

Н.Б. Степанова[1,2]

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, г. Москва*
[2] *Атлантическое отделение института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, г. Калининград*
Nata_chu@mail.ru

О СЕЗОННОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Холодный промежуточный слой (ХПС) ежегодно наблюдается в термохалинной структуре собственно Балтийского моря. Однако процесс его формирования и эволюции в сезонном цикле до сих пор полностью не изучен. Автор в своей работе предлагает рассмотреть ХПС не как явление, встречающееся в теплое время года, а как постоянно текущий процесс, который подразделяется на четыре этапа: формирование, приспособление, медленная модификация и разрушение. В докладе приводятся выводы анализа данных контактных измерений в водах собственно Балтийского моря. Проведенное исследование позволило не только определить ежегодно повторяющиеся элементы вертикальной термохалинной структуры ХПС, но и предположить основные механизмы, способные сформировать наблюдаемую структуру. Кроме того, были вычислены относительные вклады основных механизмов в формирование вод ХПС и получено общее представление о механизмах, влияющих на модификацию ХПС в сезонном цикле.

Ключевые слова: Холодный промежуточный слой Балтийского моря; ХПС; термохалинная структура.

Наличие холодного промежуточного слоя (ХПС) является важной характеристикой Балтийского моря. О ней вспоминают, характеризуя центральную часть моря, и чаще всего считается, что ХПС в центральной Балтике – это реликт зимней вертикальной конвекции. То, что современные численные модели термогидродинамики Балтийского моря не всегда могут воспроизводить эффект появления ХПС или его реальные характеристики, наводит на мысль, что не все так просто с причинами появления ХПС в Балтийском море. В тезисах приводятся выводы анализа наиболее вероятных механизмов формирования ХПС Балтийского моря и исследования его эволюции в сезонном цикле.

Используемые в работе данные, получены различными организациями в прибрежно-шельфовой и глубоководной частях собственно Балтийского моря.

-Для анализа сезонного хода вертикальной термохалинной структуры, структуры ХПС, сравнительного анализа свойств шельфовых и промежуточных вод использовались данные гидрофизических измерений 8

экспедиций на НИС «Профессор Штокман», проводившихся в юго-восточной части Балтики в различные сезоны (март, май, июль) с 2004 по 2008 гг. [Stepanova et al., 2015].

- Данные Института Исследований Балтийского Моря в Варнемюнде (IOW) за 2005–2006 гг., полученные по программе HELCOM на стандартном разрезе экологического мониторинга Балтийского моря [http://www.io-warnemuende.de] и доступные для использования в научных целях по запросу

- В анализе процесса формирования ХПС в весенний период ключевую роль играли данные экспедиций Лаборатории прибрежных систем АО ИО РАН в прибрежно-шельфовой зоне Юго-Восточной Балтики в 2006–2013 гг. Это данные с регулярно повторяемого CTD-разреза от берега до изобаты 65–70 м (с шагом вдоль разреза 500 м) [Chubarenko et al., 2016 – accepted].

- Частично использовались открытые базы данных по Балтийскому морю (NEST – BalticEnvironmentalDatabase; ICES).

В ходе исследования был предложен метод выделения ХПС, удовлетворяющий специфическим условиям Балтийского моря, в котором температура и соленость вод в силу географических особенностей заметно изменяются по горизонтали (вдоль главной оси моря).

Под ХПС в работе понимается слой от глубины, где температура имеет максимальный отрицательный градиент по вертикали, до глубины, где температура имеет максимальный положительный градиент по вертикали.

Результаты

Вертикальная структура ХПС:

Анализ значений и формы профилей осноных характерстик в области выделенного ХПС позволил выявить основные (т.е. обнаруживаемые на всех без исключения вертикальных CTD-профилях) элементам структуры холодного промежуточного слоя:

- квазиоднородный по солености подслой,
- градиентный по солености подслой,
- ядро ХПС (минимум температуры), располагающееся в области границы между ними.

Механизмы формирования и эволюции ХПС в сезонном цикле

Исследование модификации выделенной структуры показало, что в процессе эволюции ХПС в сезонном цикле выделяются **четыре существенно неравных по времени и различных по общефизической сути этапа** его модификации (рис. 1).

На **I Этапе (март–апрель)**, ранней весной (март), температура воды служит естественным трассером происходящих процессов, мало влияя на плотность воды. При этом, однако, значительную роль играет смена режима вертикального перемешивания при переходе температуры воды через температуру максимальной плотности (*T*мп) (по среднеклиматическим (1900-

1996) данным температура поверхности воды в собственно Балтийском море после зимы опускается ниже Тмп [Janssen et al., 1999])

Важную роль в формировании (зарождении) ХПС играют локальные процессы: локальное вертикальное перемешивание и горизонтальная адвекция вод близкой к локальной солёности. Вертикальное перемешивание (ветро-волновое плюс конвективное), строго говоря, оставляет свой след в водах ХПС лишь однажды: только последний акт перемешивания (и не обязательно при $T=T$мп) остается «заморожен» в ХПС. После этого верхняя часть ХПС начинает интенсивно замещаться **еще более холодными** водами близкой к локальной солёности, рожденными, видимо, на ближайших мелководьях и подводных склонах, которые поступают в промежуточные слои благодаря действию нагонного ветра или горизонтальной конвекции над склонами [Чубаренко И., 2010а; Степанова, 2013]. Этот период развития интрузий с ближайших наклонных границ также короток и заканчивается, когда разовьется достаточно жесткий летний термоклин, ограничивающий глубину проникновения прибрежных вод.

В этот же период отмечается также повышение активности интрузий в нижней (градиентной по плотности/солёности) части ХПС, в области пикноклина и ниже [Kuzmina et al., 1999]. Используя соленость и температуру в качестве естественных трассеров происходящих процессов, удалось определить, что воды, составляющие градиентный подслой ХПС ЮВБ в весенний период, близки по характеристикам водам ВКС Арконского и Борнхольмского бассейнов в марте. Продвижение этих вод в нижнюю часть распреснённого слоя собственно Балтийского моря, вероятно, обусловлено наличием градиента солёности/плотности вдоль главной оси моря.

С конца апреля – начала мая воды ХПС оказываются «законсервированы» в промежуточных слоях, и низкие температуры воды в нем сохраняются на весь тёплый сезон без радикальных изменений.

В ходе исследования были получены относительные вклады основных механизмов в формирование вод ХПС в марте–апреле. Так, **вертикальное ветро-волновое и конвективное перемешивание**, оставляющее в вертикальной термохалинной структуре вод однородные прослойки по всем параметрам, в среднем формируют **до 10%** от общей мощности (толщины) ХПС. Квазиоднородный по солености подслой со значениями солености, характерными для ВКС данного региона в зимний период, преимущественно формируется за счет: (1) **горизонтальной конвекции с ближайших шельфов при дифференциальном прибрежном прогреве** (**до 10–15%** мощности ХПС); (2) ветрового перемешивания и нагона у берегов (при продолжительном действии ветра) – **порядка 30%**. **Обмен масштаба бассейна из-за градиента плотности по горизонтали,** формирующий градиентный по солености подслой ХПС, даёт **порядка 30%** мощности ХПС.

(Все процентные оценки вычислены по отношению толщины слоя, который способен создать рассматриваемый механизм в условиях и при топографии Балтийского моря, к средней толщине ХПС, вычисленной по всем рассматриваемым профилям.)

II Этап (апрель–май). Описанный выше комплексный процесс формирования ХПС неизбежно приводит к неоднородности свойств его вод как по вертикали, так и по горизонтали и, следовательно, к необходимости дальнейшего приспособления и отдельных пятен в окружающем поле плотности, и всего слоя в целом – в масштабах моря. Очевидно, что процесс должен быть длительным, так что физически важным становится влияние вращения Земли и стремление течений к достижению геострофического равновесия. Как следует из анализа изменений структуры вертикальных профилей и *T*,*S*-свойств вод ХПС, на этапе приспособления родившегося слоя к общей плотностной структуре моря в промежуточных слоях должен существовать как процесс локального интерливинга [Kuzminaetal., 2005; Zhurbas and Paka, 1999], так и более интегральный перенос в масштабах всего ХПС. Анализ данных показал, что однородные прослойки составляют на этом этапе не более 6% от общей мощности ХПС, их толщина не превышает в сумме 3 м.

III Этап (июнь–август). К наступлению летнего периода ХПС уже изолирован термоклином от процессов на поверхности. Его мощность – от 23 м до 61 м (в среднем 48±10 м), что составляет 4.7 тыс. км^3 – **порядка1/3 объема вод собственно Балтийского моря** (13.5 тыс. куб. км; вычисления – по гипсографической кривой [Savchuk and Wulf, 2001]). Однородные по вертикали прослойки либо размываются полностью, либо остаются на нижних горизонтах (40/50/60 м), суммарно не превышая 4% от мощности ХПС. Градиентная по солёности прослойка в нижней части ХПС составляет в этот период порядка 10% его мощности. Минимальная температура в ядре ХПС повышается незначительно, а, следовательно, диффузия тепла не играет существенной роли. Солёность вод ХПС медленно увеличивается по всей его глубине (это уже отмечалось в [Гидрометеорология и гидрохимия…, 1992]). Изменение *T*,*S*-характеристик вод в нижней части ХПС от весны к осени предполагает дрейф с юго-запада на северо-восток, поскольку промежуточные воды в юго-западной части моря заметно солонее промежуточных вод северо-восточной части. Таким образом, **«вверх по эстуарию» в Балтике может продвигаться** не только нижний тёплый и соленый слой вод североморского происхождения, но и нижняя часть ХПС, отличающаяся температурой воды значительно ниже океанской. Очевидно, что эта гипотеза требует верификации на бóльшем количестве натурных данных, но на рассмотренной выборке такая эволюция очевидна.

IV Этап (сентябрь–февраль). С началом осеннего разрушения сезонного термоклина (конец августа) начинается завершающий этап жизни

ХПС: эпизоды локального ветро-волнового и конвективного вертикального перемешивания, постепенно разрушая сезонный термоклин, облегчают интрузиям от берегов проникновение на все большие глубины в ХПС, так что, одновременно с изъятием верхних слоев «законсервированного» на лето ХПС в ВКС, происходит и размывание вертикального профиля температуры воды по всей толщине ХПС.

Таким образом зимние условия обеспечивают **фон (preconditioning)**, на основе которого *процесс собственно формирования вод ХПС происходит ранней весной* (начало марта), когда и вертикальное перемешивание достигает максимальных глубин (практически пикноклина), и *развивающийся следом адвективный транспорт быстро формирует еще более свежие прослойки, замещая перемешанные по вертикали воды*.

Натурные данные частично получены при поддержке проекта РФФИ 13-05-01041а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Chubarenko et al., 2016 – подано
2. F. Janssen, C. Schrum, J.O.Backhaus, 1999. Climatologicaldatasetoftemperature and salinity for the Baltic Sea and the North Sea. Deutsche Hydrogaphishe Zeitschrift. Suppl. 9, P. 246.
3. Kuzmina N., Zhurbas V., Rudels B., Stipa T., 2005. The structure and driving mechanisms of the Baltic intrusions. J. Phys. Oceanogr. 35(6), 1120–1137.
4. Stepanova N., 2015. Seasonal evolution of the cold intermediate layer of the Baltic sea. Abstr. 10th Baltic Sea Science Congr. (BSSC2015). 15–19 June 2015. Riga, Latvia. P. 130.
5. Stepanova N., Chubarenko I.P., Shchuka S.A., 2015. Structure and Evolution of the Cold Intermediate Layer in the Southeastern Part of the Baltic Sea by the Field Measurement Data of 2004–2008.Oceanology. 55(1), 25-35.
6. Wulff F.V., Lars Rahm, Larsson P. (Eds) 2001. A Systems Analysis of the Baltic Sea. Ecological Studies, Springer. 148.
7. Zhurbas V.M., Paka V.T., 1999. What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? J. Mar. Syst.21, 229 – 241.
8. Гидрометеорология и гидрохимия шельфовых морей СССР. Т. III. Балтийское море. – Л.: Гидрометеоиздат, 1992. – 450 с.
9. Степанова Н. Свойства холодного промежуточного слоя в Юго-Восточной Балтике по экспедиционным данным 2004–2008 гг. и возможность его вентиляции водами шельфа в весенний период / Н. Степанова // Труды МФТИ. – 2013. – Т. 5. – № 3. – С. 187–195.
10. Чубаренко И.П. Горизонтальный конвективный водообмен над подводным склоном: механизм формирования и анализ развития / И.П. Чубаренко // Океанология – 2010а. – Т. 50. – № 2. – С. 184–193.

УДК 551.466.44

А.В. Тимошина, В.Ю. Чанцев

Российский государственный гидрометеорологический университет
Малоохтинский пр. 98, Санкт-Петербург
a.timoshina@rshu.ru, chantsev@hotmail.com

РАЗРАБОТКА МОДЕЛИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВЛИЯНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ ДОННЫХ КОНСТРУКЦИЙ НА ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОД

В статье кратко излагается сущность новой трехмерной гидродинамической модели, посвященной изучению влияния искусственных донных конструкций на изменение гидродинамического режима прибрежных вод.

Ключевые слова: моделирование океана, гидродинамическая модель, прибрежная зона, искусственные сооружения.

В последние десятилетия в аквакультуре, промысловой океанологии и инженерной океанологии возрастает практический интерес к установке на морском дне различных подводных конструкций. При правильной установке конструкции способны в десятки раз увеличивать биопродуктивность района, благоприятно влиять на аккумулятивную способность береговой линии и защищать берег от воздействия волн.

Современные математические модели в океанологии с масштабами от 1 километра и больше достаточно точно описывают различные процессы, протекающие в океанах и морях, дают оценку воздействия водной среды на какие-либо объекты и т.д. Но в настоящее время мало качественных мелкомасштабных (1-10 метров) математических моделей гидродинамического воздействия на подводные конструкции, которые бы детально описывали особенности формирования гидродинамического режима в районе этих конструкций.

Цель создания представляемой модели - выявление особенностей формирования гидродинамического режима (течения, процессы осадконакопления, наносы и т.д.) при установке различных конструкций искусственных рифов на морском дне.

Большинство современных математических моделей, описывающих процессы, протекающие в океане, гидростатические. Представляемая модель не является гидростатической, что позволяет на малых масштабах детализировать процессы вертикальных движений. В разрабатываемой детерминированной модели используются дифференциальные уравнения осредненного турбулентного движения Рейнольдса. Для описания

коэффициента турбулентного обмена используется полная параметризация Смагоринского.

В качестве граничного условия на дне и твердой боковой границе используется условие непроницаемости, при котором вертикальная компонента вектора скорости равна нулю. Для задания граничного условия на свободной поверхности моря применяется кинематическое условие. Для открытых границ выбрано условие излучения.

В основе численного решения модели применяется метод конечных разностей, а в качестве численной схемы по времени используется явно-неявная схема. Для поиска значений скорости и отклонения уровня в узле использовался метод Гаусса (метод прямой и обратной прогонки).

По описанным выше конечно-разностным схемам была создана гидродинамическая модель по расчету трехмерного поля течений на языке программирования Fortran. Упрощенный алгоритм программы по расчету трехмерного поля скорости течений представлен на рис. 1.

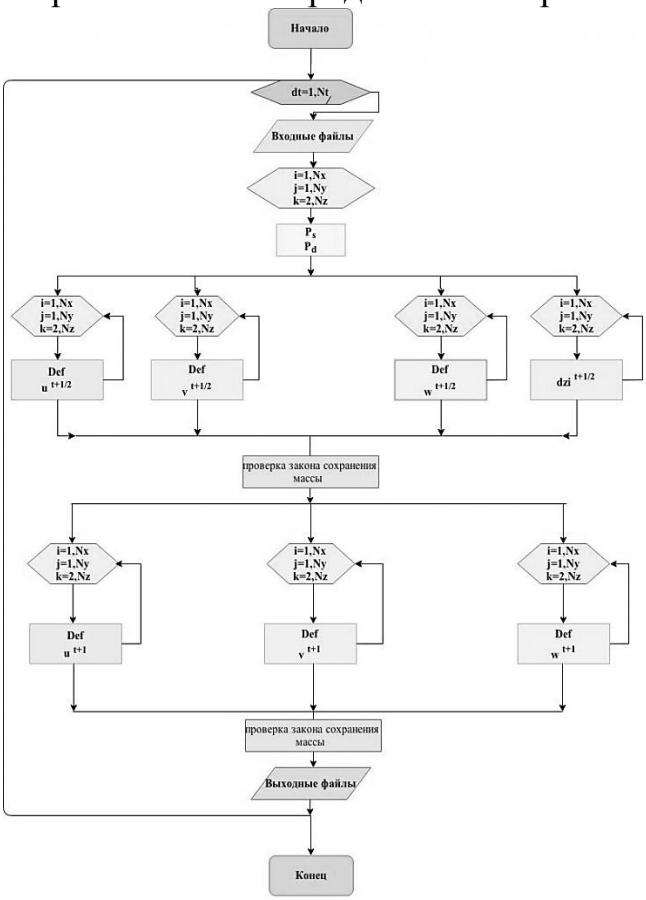


Рис. 1. Алгоритм расчета трехмерного поля скорости

В настоящий момент моделируется упрощенная абстрактная прибрежная акватория длиной 2 км, шириной 1.2 км и глубиной 100м. При дальнейшем увеличении используемых в модели уравнений и задании условий бароклинности при рассмотрении простой акватории будет легче

оценивать качество и реалистичность моделируемых процессов. После получения качественных данных данную модель планируется апробировать на какой-либо реальной прибрежной области, содержащей подводные конструкции. Следует отметить, что с помощью рассматриваемой гидродинамической модели будет возможным проводить расчеты не только для искусственных подводных конструкций (рифы, платформы и др.), но и для искусственно созданных каналов, а также для естественных топографических неоднородностей в прибрежной зоне.

В качестве входных данных в модели используются значения скорости течения на боковой границе. Для того чтобы на первом этапе создания модели облегчить оценку качества рассчитываемых значений трех компонент скорости, распределение горизонтальной компоненты скорости u по глубине на боковой границе было выбрано линейным (от 10 см на поверхности до 2 см у дна). К входным данным модели так же можно отнести параметры, характеризующие донную конструкцию.

В модели используется трехмерная ортогональная неоднородная сетка. Учащение сетки задается непосредственно в районе постановки искусственной конструкции. Диапазон разнесения сетки колеблется от 1 метра у конструкции до 30 метров у периферии моделируемой акватории.

На данный момент при помощи описываемой модели было рассчитано трехмерное поле давления и течений в прибрежной зоне, двухмерное поле уровня поверхности, а так же проведена проверка закона сохранения массы в узлах расчетной сетки. На современном этапе производится моделирование гидродинамического режима у придонной конструкции в виде куба (грань 10 м), установленного на расстоянии 200 м от прибрежной линии.

Преимуществом создаваемой модели является ее универсальность. Модель не относится к какой-либо закрепленной географической области – путем преобразований данная гидродинамическая модель сможет использоваться для произведения расчета гидродинамического режима прибрежных акваторий с различными топографическими условиями. В дальнейшем планируется усовершенствование модели путем задания условия бароклинности, усложнения топографии морского дна и береговой линии, учета изменения формы подводных конструкций (с полостями и изгибами), включения в модель расчетного блока по наносам и т.д. Так же авторами планируется создание 3D визуализации результатов модели для глубокого понимания и представления особенностей формирования гидрологического режима при установке на дне моря конструкций различных модификаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вольцингер Н. Е. Длинноволновая динамика прибрежной зоны/ Н. Е Вольцингер, К.А. Клеваный, Е.Н. Пелиновский. – Л: Гидрометеоиздат, 1989 г.

2. Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. Москва, 1957, с. 458-499.

3. Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. – Л.: Гидрометеоиздат,1979 г.

4. Бухтеев В.Г. Динамика океана/ Бухтеев В.Г., Доронин Ю.П., Зубова М.М., Карлин Л.Н., Крейман К.Д., Кузнецова Л.Н., Макаров В.А., Мензин А.Б., Некрасов А.В., Тюряков Б.И. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 304 с.

5. Годунов С.К. Рябенький В.С. Разностные схемы (введение в теорию). – М.: «Наука», 1973.

Timoshina A.V., Chantsev V.Y.

DEVELOPMENT OF THE HYDRODYNAMICAL MODEL TO STUDY OF THE INFLUENCE OF ARTIFICIAL BOTTOM CONSTRUCTIONS ON THE HYDRODYNAMIC REGIME OF COASTAL WATERS CHANGING

The article summarizes the essence of the new three-dimensional hydrodynamic model, dedicated to the study of the influence of artificial bottom constructions on the hydrodynamic regime of coastal waters changing.

Key words: ocean modeling, hydrodynamical model, coastal zone, artificial constructions.

УДК 551.465.1

К.В. Ушаков[1,2,3], Т.Б. Гранкина[1,3], Р.А. Ибраев[1,2,3]

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва*
[2]*Институт вычислительной математики РАН, г. Москва*
[3]*Гидрометцентр России, г. Москва*
ushakovkv@mail.ru

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД АРКТИКИ И СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ МОДЕЛЬЮ ИВМ-ИО ПО ПРОТОКОЛУ CORE-II

Выполнен численный эксперимент по воспроизведению состояния вод Северной Атлантики и прилежащего сектора Арктики в 1948-2007 годах с пространственным разрешением 0.25º с помощью глобальной модели океана, разработанной в ИВМ РАН и ИО РАН. В качестве граничных условий использовались данные о состоянии атмосферы, радиационные потоки и балк-формулы протокола CORE-II. Проанализированы основные элементы средней крупномасштабной океанской циркуляции, проведено сравнение с данными климатологии WOA09 и результатами ряда других моделей.

Ключевые слова: климат, численное моделирование океана, эксперимент CORE-II.

Модель Мирового океана и постановка эксперимента

Решение современных задач океанологии требует понимания многочисленных физических процессов в различных средах, что невозможно без применения математического моделирования. Для совершенствования моделей необходима ихпостоянная верификация по данным наблюдений и сравнение с результатами других моделей.

Численная модель Мирового океана ИВМ–ИО [1] разработана для исследования циркуляции вод в широком диапазоне пространственных и временных масштабов. Полная система уравнений трёхмерной динамики океана в приближениях Буссинеска и гидростатики аппроксимирована методом конечных объёмов на сетке типа B в вертикальных z-координатах. Поверхность раздела воздух-вода – свободная с описанием потоков тепла, импульса и воды по балк-формулам протокола CORE [2]. Состояние морского льда описывается с помощью термодинамической модели.

В данном эксперименте использована глобальная трёхполярная горизонтальная сетка с разрешением 0.25º в сферической части. Для расчёта переноса импульса применена схема центральных разностей, для переноса тепла и соли – схема с коррекцией потоков. Переменный коэффициент горизонтальной диффузии взят пропорциональным шагу сетки, коэффициент бигармонической диффузии пропорционален третьей степени шага. Соответствующие значения на экваторе равны 1000 м^2/с и -2.8·10^{11} м^4/с.

Коэффициент горизонтальной вязкости задаётся по методу Смагоринского с множителем $C^2=2.5^2$ [3]. Фоновое значение на экваторе равно 2060 м^2/с. Для бигармонической вязкости множитель равен 1, фоновое поле нулевое.

Вертикальная дискретизация включает 49 горизонтов. Шаг по времени составляет 10 минут для бароклинных процессов. Расчёт баротропной динамики выполняется отдельно путём решения уравнений мелкой воды с шагом 25 секунд. Вертикальное перемешивание параметризуется по схеме Манка-Андерсона с включением конвективного приспособления. Фоновые значения вертикальных вязкости и диффузии составляют 10^{-4} и 10^{-6} м^2/с, максимальные значения в районах с малым числом Ричардсона равны 10^{-2} и 10^{-3} м^2/с. За исключением вертикального турбулентного перемешивания все процессы описаны с помощью явных численных методов, что позволило эффективного распараллелить модель под управлением Программного комплекса совместного моделирования [4].

Постановка эксперимента соответствует протоколу CORE-II, определяющему среднесуточные нисходящие радиационные потоки, среднемесячные осадки и речной сток, а также суточный ход параметров атмосферы (температуры, влажности и ветра на высоте 10 м) за 60-летний период 1948-2007 гг. по данным реанализа и спутниковых наблюдений. Начальные поля температуры и солёности взяты равными среднегодовым полям климатологии WOA09. Для достижения квазиравновесного состояния выполняется расчёт пяти 60-летних циклов подряд. Анализируются поля, осреднённые за последние 20 лет эксперимента. Сравнение результатов с данными WOA09 и данными моделей [2], полученными с теми же атмосферными условиями и балк-формулами, позволяет сделать предположения о механизмах возникновения отклонений модельных решений от данных наблюдений.

Результаты расчётов

Климат Северной Атлантики и Арктики существенно определяется меридиональной циркуляцией вод (МЦ). На рис. 1(а) показано распределение функции тока атлантической МЦ. Значение функции равно среднему интегральному переносу воды в южном направлении на данной широте через вертикальное сечение от дна до данной глубины. Максимум функции составляет около 21 Св, что попадает в верхнюю часть разброса результатов моделей низкого разрешения [2] (8–28 Св) и превышает 18 Св, полученные со средним и высоким разрешением, например, в [5]. Глубины максимума в различных работах близки (около 900-1100 м), в то время как широты заметно различаются: 45ºN у нас, 30-55ºN в [2] и 30-35ºN в [5]. Сравнение различных работ показывает, что сдвиг максимума на север, вероятно, связан с завышением глубин перемешивания в море Лабрадор и бассейне Ирмингера.

На рис. 1(б) приведено сравнение вертикального профиля МЦ в Атлантике на широте 26.5ºN по данным ИВМ-ИО и моделей [2] за 2004-2007 гг., а также по данным программы RAPID за апрель 2004 – март 2008 гг., взятым также из [2]. Функция тока задаётся здесь как перенос воды на север между поверхностью и выбранной глубиной. Поэтому на дне она может быть отличной от нуля, что соответствует вкладу в МЦ от течения через Берингов пролив и потоков воды на поверхности океана. Несмотря на неопределённости в оценке RAPID (использование динамического метода, коррекция поля скорости для получения нулевой функции тока на дне), можно с большой долей уверенности утверждать, что модель ИВМ-ИО, так же как и большинство моделей в [2], показывает заниженные интенсивность МЦ и глубину проникновения Североатлантической глубинной воды (СГВ). Основным источником СГВ являются плотные воды северных морей, перетекающие через Гренландско-Шотландский хребет. Модель NCAR в [2], параметризующая этот процесс, показала глубину, близкую к данным RAPID.

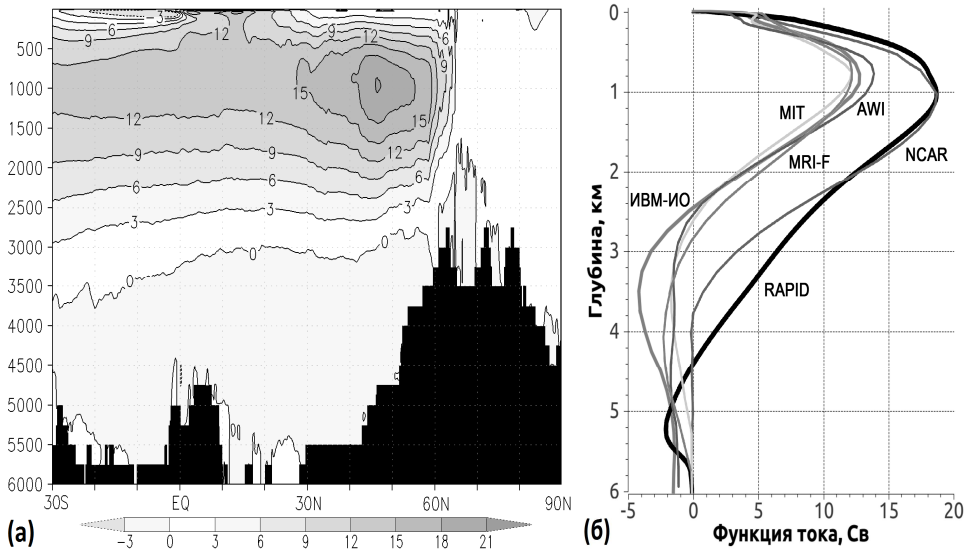


Рис. 1. Функция тока атлантической МЦ по данным расчёта модели ИВМ-ИО: (а) распределение по широте и глубине, (б) вертикальный профиль на широте 26.5ºN в сравнении с данными моделей [2] и программы RAPID

На рис. 2 приведено распределение атлантического меридионального переноса тепла (МПТ) по результатам ИВМ-ИО в сравнении с данными из [2]: результатами моделей, неявным расчётом МПТ по климатологии поверхностных данных [6] и оценками по данным измерений [7,8]. Результат достаточно близок к наблюдениям, в то время как большинство из 18 моделей в [2] показывают более низкие величины. В [9] в качестве возможной причины занижения модельного МПТ при реалистичных (или даже завышенных) величинах МЦ названы размытый термоклин и недостаточная глубина проникновения СГВ. Графики имеют положительный

наклон в районе 45-55ºN из-за потока атмосферного тепла, стремящегося исправить занижение поверхностной температуры (см. рис. 3). Около 65ºN выброс графика ИВМ-ИО вызван, по-видимому, завышением расхода холодного Восточно-Гренландского течения.

Рассмотрим отклонения температуры и солёности от данных WOA09, осреднённые по глубине верхнего 700-метрового слоя (рис. 3). Тёплые солёные воды у побережья Северной Америки и холодные распреснённые в средних широтах океана, присутствующие также во многих моделях [2], свидетельствуют о смещении на север точки отрыва Гольфстрима от континентального склона и о зональном направлении Северо-Атлантического течения в районе Субполярного круговорота. Обширное распреснение в Гренландском море, вероятно, вызвано завышенным образованием льда зимой и последующим увеличенным потоком пресной талой воды летом. Пресная вода блокирует вертикальное перемешивание, чтопроявляется в потеплении в этом районе на глубинах 500-2000 м.

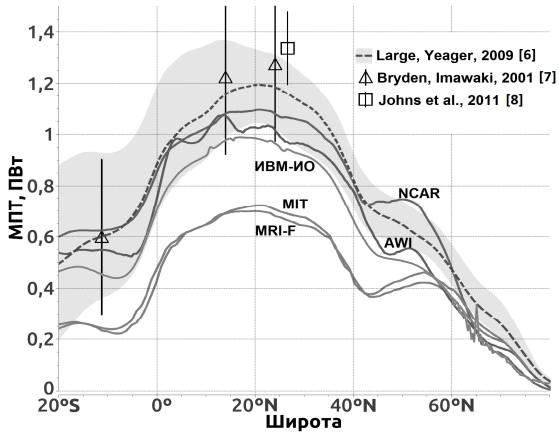


Рис. 2. Меридиональный перенос тепла в Атлантическом океане по данным модели ИВМ-ИО, моделей [2], расчётам [6] и оценкам [7, 8]

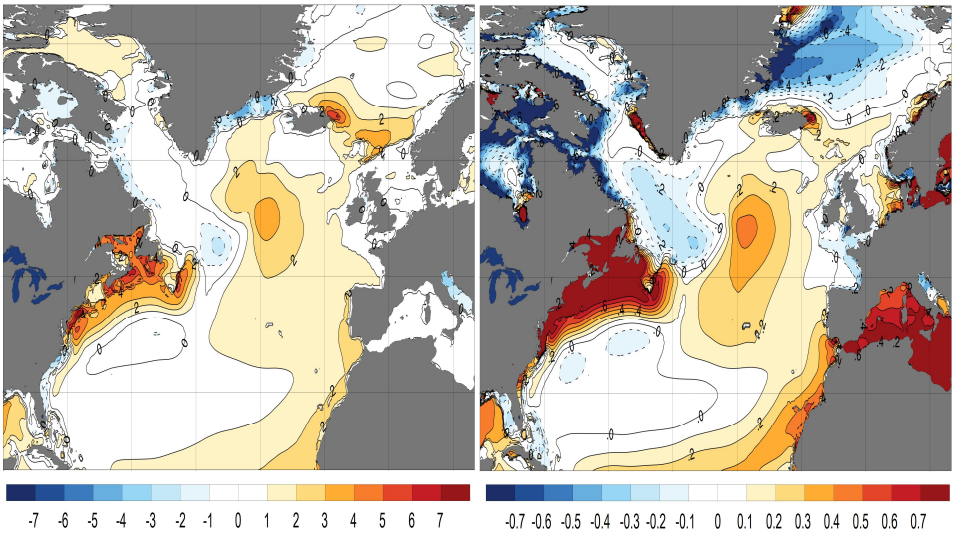


Рис. 3. Отклонения температуры (°C) и солёности (psu) от среднегодовых полей WOA09, осреднённые по верхнему слою океана глубиной 700 м

В районе 60ºN вертикальное перемешивание, напротив, интенсивно, что проявляется в опускании тёплой и солёной атлантической воды. Скорость Восточно-Гренландского течения южнее Датского пролива завышена: средний расход воды через пролив равен 5.8 Св, в то время как измерения и вихреразрешающие модели дают величину 3-4 Св [10]. Этоспособствует ошибочному возникновению прибрежной холодной пресной воды южнее пролива. Тёплая и солёная вода, простирающаяся через тропическую Атлантику до глубин 1000-2000 м, оказалась характерной для модели ИВМ-ИО, также, как и для большинства моделей в [2]. Это может указывать на недостаточность разрешения для воспроизведения апвеллинга, а также на ошибки в атмосферных или океанских (климатических) данных.

Дальнейшие работы будут связаны с настройкой модели в вихредопускающем режиме, усовершенствованием параметризаций и переходом к высокому разрешению. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда (проект №14-27-00126) в ФГБУН Институте вычислительной математики РАН.Использовались ресурсы суперкомпьютерных комплексов МСЦ РАН и МГУ им. М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ушаков К.В., Ибраев Р.А., Калмыков В.В.* Воспроизведение климата Мирового океана с помощью массивно-параллельной численной модели // Изв. РАН. Физикаатмосферыиокеана.– 2015.– 51,4.– С.416-436.

2. *Danabasoglu G., Yeager S. G., Bailey D. et al.* North Atlantic Simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean States // Ocean Modelling.–2014.– 73.–P.76-107.

3. *Griffies S.M., Hallberg R.W.* Biharmonic Friction with a Smagorinsky-Like Viscosity for Use in Large-Scale Eddy-Permitting Ocean Models // Mon. Wea. Rev.– 2000.– 128,8. – P.2935–2946.

4. *Калмыков В.В., Ибраев Р.А.* Программный комплекс совместного моделирования системы океан-лед-атмосфера-почва на массивно-параллельных компьютерах // Выч. мет. и прогр. – 2013.– 14.– С.88-95.

5. *Marzocchi A., Hirschi J.J.-M., Penny Holliday N. et al.* The North Atlantic subpolar circulation in an eddy-resolving global ocean model // JMS.– 2015.– 142.– P.126-143.

6. *Large W., Yeager S.* The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set // Clim. Dyn.– 2009.– 33,2-3.– P.341-364.

7. *Bryden H., Imawaki S.* Ocean heat transport // Int. Geo. Ser.– 2001.– 77.– P.455-474.

8. *Johns W. E., Baringer M. O., Beal L. M.* Continuous, Array-Based Estimates of Atlantic Ocean Heat Transport at 26.5°N // J. Clim.– 2011.– 24,10.– P.2429-2449.

9. *Msadek R., Johns W.E., Yeager S.G. et al.* The Atlantic meridional heat transport at 26.5°N and its relationship withthe MOC in the RAPID array and the GFDL and NCAR coupled models // J. Clim.– 2013.– 26,12.– P.4335–4356.

10. *МошонкинС.Н., ФилюшкинБ.Н.* ВлияниепридонныхгравитационныхтеченийвпроливахнаводныемассыСеверной Атлантики // Водныемассы океанов и морей (К 100-летию А.Д. Добровольского). МАКС пресс. – 2007.– С.130-146.

K.V. Ushakov, T.B. Grankina, R.A. Ibrayev

SIMULATION OF ARCTIC AND NORTH ATLANTIC WATER CIRCULATION BY THE INM-IO MODEL IN THE FRAME OF THE CORE-II PROTOCOL

A numerical experiment on simulation of North Atlantic and Arctic ocean water circulation in 1948-2007 is performed with the INM-IO global ocean model of 0.25º spatial resolution. Boundary conditions are specified by atmospheric data, radiation fluxes and bulk formulae of the CORE-II protocol. Main elements of the large scale mean ocean circulation are analyzed and compared with the WOA09 data and results of other models.

УДК 551.468+465

М.В. Цыганова, Е.М. Лемешко, Ю.Н. Рябцев

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
mteresh@yandex.ru

ПРОЦЕСС ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОФРОНТА, ОБУСЛОВЛЕННЫЙ СТОКОМ РЕК, В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

На основе численного моделирования исследуется влияние стока реки Дунай на формирование гидрологической структуры вод и особенностей циркуляции на северо-западном шельфе Черного моря. Используется трехмерная сигма-координатная численная модель ECOMSED, адаптированная для шельфа и эстуариев для расчета циркуляции в прибрежной зоне и переноса взвеси. Параметры модели были подобраны таким образом, чтобы они соответствовали району впадения Дуная в Черное море. Проведен ряд численных экспериментов по изучению влияния реальной конфигурации береговой черты западного побережья Черного моря на процесс формирования прибрежного гидрофронта и плотностного течения.

Ключевые слова: шельф, прибрежная динамика, бароклинное течение, сток рек, гидрофронт, численное моделирование.

Актуальность проводимого исследования обусловлена влиянием речного стока Дуная на гидрофизические и экологические процессы в прибрежной зоне западного шельфа Черного моря[1,2]. Интерес к этому району связан с тем, что западный шельф является своеобразным полигоном, на котором следует изучать закономерности физикивзаимодействия океана с пресноводным материковым стоком, а также различными формами антропогенных воздействий на морские экосистемы и влияния пресноводного речного стока на гидрологический режим моря.Речные воды при попадании в приустьевые районы образуют гидрофронты[3], которые расположены на таком расстоянии от берега, где влияние стоковых течений не учитывается. Соленость и плотность гидрофронта возрастают, что ограничивает дальнейшее распространение речной воды по нормали от берега в сторону открытого моря, при отсутствии внешних сил, поток речных вод на выходе из устья реки вначале распространяется в сторону моря, а затем, под воздействием силы Кориолиса, поворачивает в антициклоническом направлении, при этом формируется вдольбереговое струйное течение, направленное на юг. Вблизи устья возникает характерная область, которая обычно включает антициклонический вихрь между основной струей и береговой чертой, для нее характерны пониженная соленость, а также высокое содержание взвеси и растворенной органики. Вследствие большой разности плотностей речных и морских вод

вертикальный обмен между ними мал, поэтому распреснение происходит в верхнем слое (~10 м).

Основной вклад речного стока северо-западной части Черного моря составляет сток трех крупных рек – Дуная, Днепра и Днестра. Часть стока Дуная составляет около 70% общего речного стока в Черное море, поэтому исследование трансформации речных вод Дуная при впадении в море является важной задачей для исследования динамики и экологического состояния вод моря.

Ранее исследовались динамика речного плюма, формирования и эволюции гидрофронта и прибрежного течения в результате сезонной изменчивости (взяты типичные условия для апреля и февраля) расхода воды реки и стратификации вод шельфа[4]. Морская граница устьевого взморья реки Дунай соответствует изогалине 17,8 ‰.

В работе использовалась трехмерная сигма-координатная численная модель ECOMSED, адаптированная для шельфа и эстуариев для расчета циркуляции в прибрежной зоне и переноса взвеси[5]. Параметры модели были подобраны таким образом, чтобы они соответствовали району впадения Дуная в Черное море. Модель была адаптирована для условий северо-западного шельфа Черного моря с учетом топографии дна: координаты расчетной области: 28-31^{0}в.д. и 43-46^{0}с.ш., число узлов сетки по X=119, число узлов сетки по Y=167, шаг сетки 2 км, шаг по времени 2 мин., количество sigma-горизонтов 25. Соленость вод шельфа 18‰, а соленость втекающей воды в районе устья Дуная 8‰, температура воды в устье и вод шельфа, расходы реки задавались климатическими значениями для апреля и февраля. На шельфе задавалось фоновое стационарное течение на юг, величина скорости течения 5 см/с. Воздействие ветра не рассматривалось.Вертикальное распределение солености по данным численного моделирования для гидрологических условий апреля на различных разрезах представлено на рис.1.

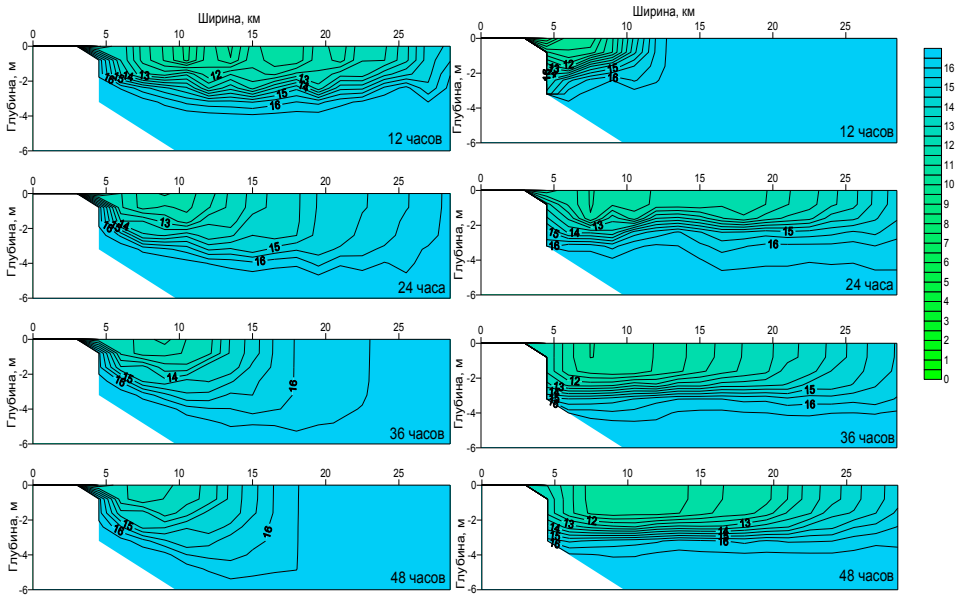


Рис.1. Соленость по данным моделирования на зональном разрезе для бокса около ниже устья (б) для моментов времени 12, 24, 36, 48 часовдля гидрологических условий апреля

Из рисунка видно, что гидрофронт (S<17%) вблизи устья (рис.1,а) в начальный момент времени имеет большую глубину и ширину, что объясняется большим количеством пресной воды, попадающей со стоком реки в районе устья по сравнению с областью, расположенной ниже устья (рис.1, б).

Проведен ряд численных экспериментов по изучению влияния реальной конфигурации береговой черты западного побережья Черного моря на процесс формирования прибрежного гидрофронта и плотностного течения в различные сезоны года при различных режимах стратификации вод и величин расхода воды Дуная. Для этого расчетная область была подготовлена с учетом положения берега и наличием трех рукавов Дуная (рис.2).

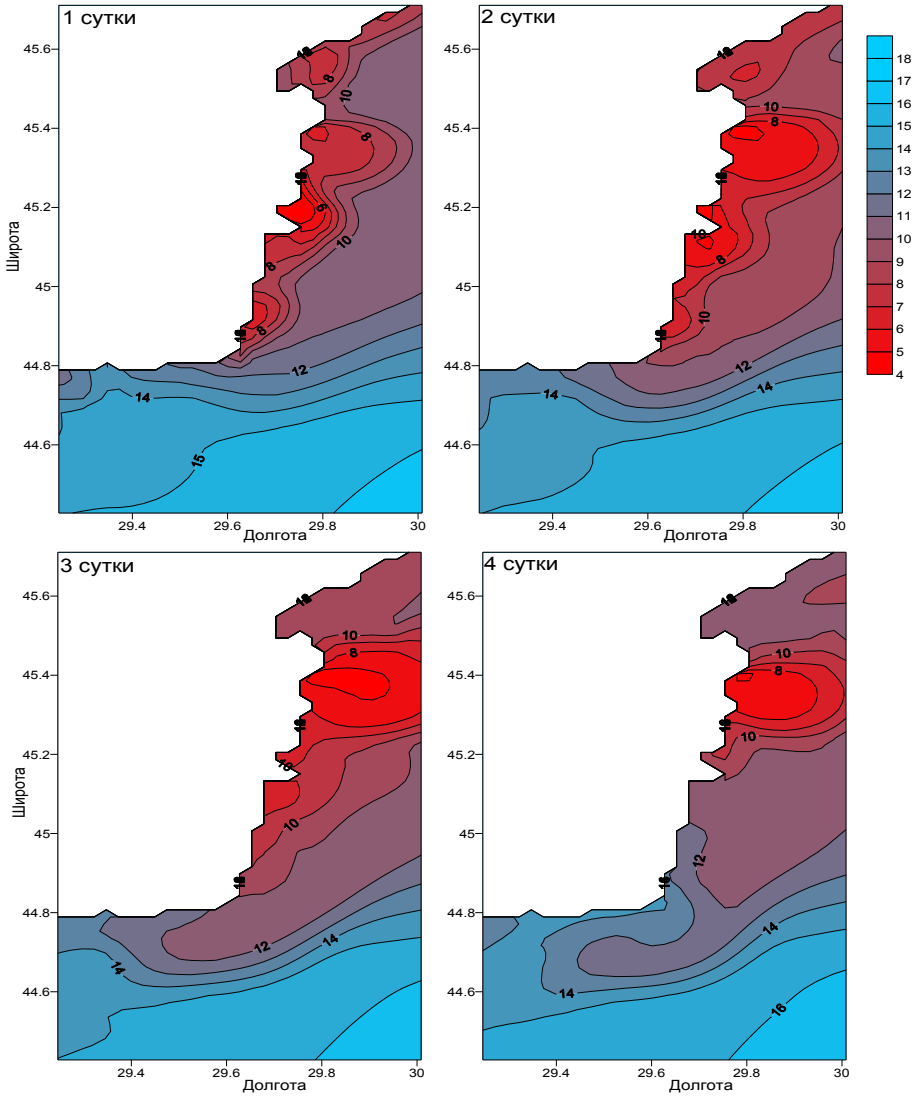


Рис. 2. Соленость на поверхности по данным моделирования для моментов времени 1, 2, 3 и 4 суток для адаптационного расчета с реальной береговой чертой

Полученные результаты дают представление о характерных пространственно-временных масштабах формирования гидрофронтаи эволюции плотностного течения. В качестве данных использовались значения расхода воды Дуная за период 1997-2012 гг., геометрические параметры рукавов дельты (глубина, ширина) и данные гидрологических съемок на шельфе за тот же период. В результате анализа данных получены оценки межгодовой изменчивости трансформации вод реки Дунай на северо-западном шельфе Черного моря, глубины залегания и положения внешней границы стоковой фронтальной зоны в зависимости от расходов реки, геометрии устья и стратификации вод шельфа. Среднее, минимальное и максимальное значения расстояния до границы стоковой фронтальной зоны для различных сезонов года совпадают с результатами многолетних наблюдений. Максимальное расстояние до внешней границы (50-54 км) было

получено в периоды половодья многоводной фазы стока Дуная (1999, 2000, 2005, 2006 гг.). Минимальное расстояние (26-28 км) - в период межени в маловодную фазу стока (1997-1998 гг., 2001-2003 гг.).

Таким образом, для северо-западного шельфа Черного моря адаптирована и протестирована трехмерная сигма-координатная численная модель POM для шельфа и эстуариев для расчета циркуляции в прибрежной зоне и переноса взвеси **ECOMSED**. Изучено влияние топографии дна с реальным рельефом на процесс распространениярапресненных вод вдоль побережья и положение внешней границыгидрофронта.

Анализ данных моделирования позволил оценить вертикальный масштаб и расстояние от берега до внешней границы стокового фронта реки Дунай. Получены статистические характеристики расстояния до границы стокового гидрофронта для типичных условий стратификации вод на шельфе и величин расхода воды реки Дунай, при этом минимальное расстояние распространения дунайских вод от берега в сторону моря без учета действия ветра составило $y = 4.24\ R_{di}$, а максимальное $y = 5.46\ R_{di}$, где R_{di}– радиус деформации Россби.

Полученные результаты могут быть использованы при дальнейшем изучении гидрологических процессов в районе устья Дуная для более детального изучения процессов распространения речных вод и динамики вод шельфа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В.А., Кубряков А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* Моделирование распресняющего эффекта речного стока во время весеннего половодья на северо-западном шельфе Черного моря//Известия РАН, Физика атмосферы и океана. -1996. -Т.32, №1.- С.152-160.

2. *Иванов В.А., Ильин Ю.П.* Атмосферные и гидрологические условия, способствующие распространению речных вод в северо-западной части Черного моря//Сборник научных трудов. Комплексные экологические исследования Черного моря. - 1995.-С.68-81.

3. *Журбасс В.М., Завьялов П.О., Свиридов А.С., Лыжков Д.А.*, *Андрулионис.Е.Е.* О переносе стока малых рек вдольбереговым бароклинным морским течением//Океанология. - 2011. - Том 51, №3. -С. 440-449.

4. *Цыганова М.В., Хартиев С.М., Лемешко Е.М., Рябцев Ю.Н.*Исследование прибрежной циркуляции вод шельфа в районе дельты Дуная на основе численного моделирования// Сборник статей «Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем». РостовнаДону, 2015. – Т. 1. - С. 304-308.

5. http://www.hydroqual.com/ehst.html.

M.V. Tsyganova, E.M. Lemeshko, Yu.N. Ryabcev

FORMING PROCESS OF HYDROFRONT ASSOCIATED WITH THE RIVER INFLOW ON THE BLACK SEA SHELF ZONE

The Danube river inflow influence on the hydrological structure of the shelf waters and circulation features on the western Black Sea shelf is studied on the basis of numerical modeling. The 3-D σ-coordinate numerical model ECOMSED, which was adapted to the shelf and estuarine conditions, is used for circulation computation in the coastal zone and sediment transport. Model parameters were chosen as appropriate for the Danube delta region in the Black Sea. The number of numerical experiments was fulfilled for investigation of real configuration the Black Sea coastal line influence on formation process of coastal hydrological front and buoyancy current.

Keywords: The Danube inflow is investigated on the base of numerical modelling

УДК 551.446

М.К. Чебанова

Институт водных проблем РАН, г. Москва, Россия
ejek@inbox.ru

ПРИЛИВНЫЕ ВОЛНЫ В ЭСТУАРИИИ

На эволюцию приливной волны в воронкообразном заливе действуют два противоположных эффекта – эффект конфузора, т.е. сужения берегов эстуария к его вершине, и эффект турбулентного трения.Для качественного исследования влияния данных эффектов на амплитуду входящей приливной волны рассмотрен эстуарий постоянной глубины. Обнаружено, что при средних глубинах, существенно больших толщины слоя Стокса, амплитуда приливной волны при входе в воронкообразный эстуарий увеличивается из-за действия эффекта конфузора, а при глубинах, меньших, чем толщина слоя Стокса, турбулентное трение становится превалирующим над эффектом конфузора и амплитуда приливной волны уменьшаетсяпри продвижении к вершине эстуария. При глубинах порядка толщины слоя Стокса имеет место промежуточный случай, при котором при входе в эстуарий больше проявляется эффект трения, и амплитуда приливной волны начинает уменьшаться, а по мере продвижения волны вглубь эстуария начинает превалировать эффект конфузора и амплитуда приливной волны начинает вновь увеличиваться.

Ключевые слова: воронкообразныйэстуарий, слой Стокса, эффект конфузора, турбулентное трение, приливная волна.

Постановка задачи. Рассмотрим морской залив, в который входит приливная волна. Вода предполагается однородной по плотности. Скорости течения в заливе будем считать небольшими, поэтому нелинейностью в уравнениях движения можно пренебречь. Кроме того, будем предполагать, что глубины в бухте составляют не более нескольких десятков метров, в результате чего ускорением Кориолиса можно также пренебречь. В результате исходная система уравнений принимает вид

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial x} + A\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}\ , \tag{1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial y} + A\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}\ , \tag{2}$$

$$g\rho_0 = \frac{\partial P}{\partial z}, \tag{3}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0\ , \tag{4}$$

где u, v – горизонтальные составляющие скорости течения соответственно по осям Xи Y, w – вертикальная составляющая скорости

течения, P – давление в жидкости, g – ускорение свободного падения, ρ_0 – плотность воды (принимается постоянной), A – коэффициент вертикального турбулентного обмена (константа). Ось Z направлена вертикально вниз. Начало координат расположено на невозмущенной поверхности водоема.

Граничныеусловия:

на поверхности моря $z = \varsigma(x, y, t)$ ставится условие отсутствия ветра и кинематическое условие

$$\left.\frac{\partial u}{\partial z}\right|_{z=\varsigma} = \left.\frac{\partial v}{\partial z}\right|_{z=\varsigma} = 0;\ \ w\big|_{z=\varsigma} = \frac{\partial \varsigma}{\partial t} + u\big|_{z=\varsigma}\frac{\partial \varsigma}{\partial x} + v\big|_{z=\varsigma}\frac{\partial \varsigma}{\partial y};$$

на дне $z = H(x, y)$ ставятся условия прилипания

$$u\big|_{z=H} = v\big|_{z=H} = w\big|_{z=H} = 0, \tag{5}$$

на береговой границе водоема $L(x, y)$ –равенство нулю интегрального расхода (полного потока) по нормали $\vec{n}$ к границе

$$(\vec{S}, \vec{n}) = 0 \text{ ,где } \vec{S} = \int_{\varsigma}^{H} \vec{U} dz\ ,\ \vec{U} = (u, v)\ . \tag{6}$$

Решая данную систему уравнений, получим основное уравнение для амплитуды колебаний уровня воды в водоеме

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[\left(g\bar{\varsigma}_x\right)\tilde{H}\right] + \frac{\partial}{\partial y}\left[\left(g\bar{\varsigma}_y\right)\tilde{H}\right] + \omega^2\bar{\varsigma} = 0\ , \tag{7}$$

где

$$\tilde{H} = H - \frac{1}{\lambda}\mathrm{th}(\lambda H). \tag{8}$$

Параметр λ в (8) –комплексное число

$$\lambda = \sqrt{\frac{i\omega}{A}} = \sqrt{\frac{\omega}{2A}}(1+i) = \alpha(1+i) \text{ ,где } \alpha = \sqrt{\frac{\omega}{2A}}\ . \tag{9}$$

Из анализа графиков действительной и мнимой частей функции редуцированной глубины $\tilde{H}$ в зависимости отреальной H видно, что действительная часть $\mathrm{Real}(\tilde{H})$ при $H > 15$ мзависит от H практически линейно, а мнимая часть $\mathrm{Im}(\tilde{H})$ при $H > 15$ мвыходит на постоянную асимптоту.Глубина $H \sim 15$ мравна толщине слоя Стокса для полусуточной приливной волны [1]и она фактически разделяет два режима эволюции приливной волны: при $H >> 15$ м режим движения волны слабовязкий, а при $H < 15$ мтурбулентное трение становится существенным.

Сейши и прогрессивные волны в эстуариях. Эстуарии имеют воронкообразную форму, поэтому имеет прямой смыслаппроксимировать их в виде секторакруга. Введем полярные координаты (r, φ) (рис.1), тогда уравнение (7) в полярных координатах будет иметь вид

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\tilde{H}(r,\varphi)\frac{\partial\bar{\varsigma}}{\partial r}\right) + \frac{\partial}{r\partial\varphi}\left[\tilde{H}(r,\varphi)\frac{\partial\bar{\varsigma}}{r\partial\varphi}\right] + \frac{\omega^2}{g}\bar{\varsigma} = 0. \tag{10}$$

Считая, что уровень $\bar{\varsigma}$ мало зависит от угловой координаты φ, осредним уравнение (10) по φ. В результате получим

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\langle\widetilde{H}(r,\varphi)\rangle\frac{\partial\langle\bar{\varsigma}\rangle}{\partial r}\right)+\frac{\omega^2}{g}\langle\bar{\varsigma}\rangle=0, \qquad (11)$$

где угловые скобки означают осреднение по углу φ.

Чтобы не загромождать формулы, будем далее опускать угловые скобки в (11), а также черту над $\bar{\varsigma}$. Основное уравнение примет вид

$$\frac{1}{r}\frac{d}{d r}\left(r\widetilde{H}(r)\frac{d\varsigma}{d r}\right)+\frac{\omega^2}{g}\varsigma=0 \qquad (12)$$

Граничные условия:

в вершине эстуария $(r=0)$ задаем равенство нулю полного потока, а на внешней мористой границе эстуария $(r=R)$ –амплитуду приходящей приливной волны, т.е:

$$\left.\frac{d\varsigma}{dr}\right|_{r=0}=0,\ \varsigma\big|_{r=R}=\varsigma_0 \qquad (13)$$

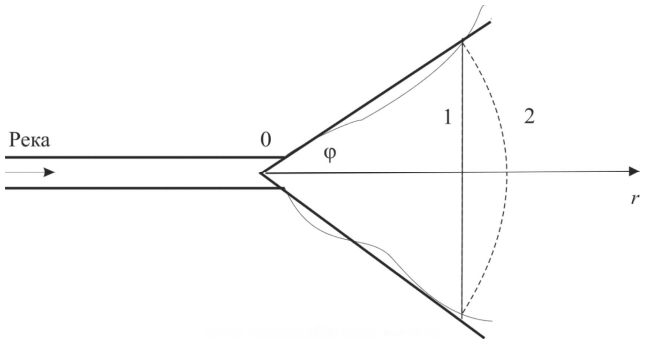


Рис. 1. К постановке задачи – воронкообразный эстуарий. 1 – фронт приливной волны, 2– аппроксимация фронта волны в полярной системе координат

Рассмотрим сначала эстуарийпостоянной глубины, тогда $\widetilde{H}(r)=\widetilde{H}_0$. Волны в бухтах могут быть стоячие (сейши) и прогрессивные, когда гребень волны движется с фазовой скоростью. Сейшевые колебания являются собственными колебаниями бухты и если период приходящей приливной волны будет совпадать с периодом сейш, то возникнет резонанс и амплитуда колебания уровенной поверхности моря будет существенно возрастать. Найдем периоды сейш и получим, что период первой моды сейшевых колебаний в воронкообразном заливе для глубокой воды будет меньше в 0.82 раза периода сейши, вычисленной по формуле Мериана, второй – в 0.89 раза, третьей – в 0.93 раза. Но при глубинах порядка 20 м начинают существенно влиять силы трения и действительная часть $\widetilde{H}_0$ будет составлять всего ~ 13 м. В результате период первой моды в клиновидной бухте будет практически

такой же, как в прямоугольной области, рассчитанной по формуле Мериана. Период второй моды будет уже больше на ~ 10% периода второй моды по формуле Мериана.

В реальности глубина в бухтах не бывает постоянной и увеличивается в сторону моря. В общем случае функции $\tilde{H}(r)$ уравнение(11) можно решить только численно, но есть частный случай, когда решение уравнения (11) можно найти также аналитически при переменной функции $\tilde{H}(r)$. Если зависимость $\mathrm{Real}(\tilde{H}(r))$ от r можно аппроксимировать степенной функцией, то тогда уравнение (11) сводится к уравнению Ломмеля.

Из анализа графиков первых четырех мод сейшевых колебаний в эстуарии с глубиной 30 м. видно, что при глубинах больших слоя Стокса на форму сейшевых волн основное влияние оказывает эффект конфузорности эстуария. Однако, если глубина в эстуарии непостоянна и уменьшается в вершине эстуария, то асимметричность сейш может оказаться обратной – на входе в эстуарий амплитуда сейш может бытьбольше, нежели в его вершине из-за действия трения.

При расчете прогрессивных волн, входящихв эстуарий при глубинах, сравнимых с толщиной слоя Стокса, был обнаружен интересный эффект – на входе в эстуарий амплитуда входящих волн сначала уменьшается из-за действия сил трения, но затем ближе к вершине эстуария начинает превалировать эффект конфузора, и амплитуда волны вновь начинает расти. В результате амплитуда характеризуется участком декремента и участком инкремента.

Анализ результатов расчета приливных колебаний уровня для глубоководного эстуария с глубинами больше толщины слоя Стокса показал, что амплитуда колебаний уровня увеличивается к вершине эстуария вследствие проявления эффекта конфузорности эстуария. Однако, если глубины в эстуарии меньше толщины слоя Стокса, то эффект турбулентного трения из-за мелководности становится главенствующим и амплитуда волн к вершине эстуария существенно уменьшается.

При совпадении периода приходящей волны с периодом сейш должно происходить резонансное усиление волн. Результаты расчета эволюции прогрессивной волныв эстуарии с периодом первой моды сейшевых колебаний показывают, что колебания имеют вид квазистоячих волн, т.е. почти сейшевых волн. Амплитуда колебаний в вершине эстуария увеличивается в 2.5 раза по отношению к амплитуде входящей волны.

Обсуждение результатов.Как следует из полученных результатов, при средних глубинах, существенно больших толщины слоя Стокса, амплитуда приливной волны при входе в воронкообразный эстуарий увеличивается. На первое место в этом случае выходит эффект конфузора, т.е. сужения берегов эстуария к его вершине. Турбулентное трение имеет

второстепенное значение, немного все-таки уменьшая амплитуду прилива в вершине эстуария по сравнению с идеальной жидкостью без трения.

При глубинах, меньших, чем толщина слоя Стокса, турбулентное трение становится превалирующим над эффектом конфузора и амплитуда приливной волны уменьшаетсяпри продвижении к вершине эстуария.

Имеет место промежуточный случай при глубинах порядка толщины слоя Стокса. В этом случае вначале при входе в эстуарий больше проявляется эффект трения, и амплитуда приливной волны начинает уменьшаться, но затем по мере продвижения волны вглубь эстуария начинает превалировать эффект конфузора и амплитуда приливной волны начинает вновь увеличиваться.

Сейшевые колебания в воронкообразных устуариях имеют несимметричный характер – амплитуды сейшевых колебаний в вершине эстуария существенно больше амплитуд сейш на входе в эстуарий. Для сейш, таким образом, также проявляется эффект конфузора. При совпадении периода приливной волны с периодом сейш в эстуарии возникает резонансное усиление входящей приливной волны в вершине эстуария.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зырянов В.Н. Топографические вихри в динамике морских течений. М.: Ин-т водн. пробл. РАН, 1995. 239 с.

2. Зырянов В.Н. Теория установившихся океанических течений. /Сращиваемые асимптотические разложения: основы теории и приложения к задачам динамики океана/. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 248 с.

3. Djordjevic V.D. On the dissipation of interfacialand internal long gravity waves // ZAMP. 1980. V. 31. N 3. P. 318-331.

4. Djordjevic V.D. On the effect of viscosity on some nonwave motions of liquids with the free surface. //Acta Mech. 1983. V. 48. N 3-4. P. 219-226.

5. Kakutani T., Matsuuchi K. Effect of viscosity on long gravity waves // J. Phys. Soc. Japan. 1975. v. 39. N 1.P. 237-246.

6. Lighthill J.Waves in Fluids. Cambridge: Univ. Press, 1978. = ЛайтхиллДж. Волнывжидкостях. М.: Мир, 1980, 598 с.

7. Nakaya C. Spread of fluid drops over a horizontal plane // J. Phys. Soc. Japan. 1974. V. 37. N 2. P. 539-543.

УДК 502.6

Р.И. Май[1], В.Д. Шармар[2]

[1]*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия*
sharmvit@gmail.com

ИССЛЕДОВАНИЕ ДРЕЙФА ЛЬДА ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ ИНФОРМАЦИИ И ПРИКЛАДНОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ ВЕРИФИКАЦИИ МОДЕЛЕЙ

Наблюдения за масштабным явлением дрейфа льда представляются важными с точки зрения специалистов по океанологии, метеорологии, климатическому мониторингу, составлению численных методов прогноза погоды (NWP-Numerical Weather Prediction) и в военно-морских операциях. На сегодняшний день наиболее часто стали использовать спутниковую информацию, в качестве единственного удобного устройства для наблюдений за океаническими процессами самых разных диапазонов пространственно-временного масштаба.Однако, эти исследования требуют постоянного расширения и пополнения эмпирической базы данных для верификации моделей. Таким образом, наше исследованиеспособствует пополнению знаний об изменчивости дрейфа льда.

Ключевые слова: дрейф льда, спутниковая информация, базы данных.

Для тех, кто занимается изучением ледового режима моря и разрабатывает прогнозы ледовых условий знает какую важную роль в их работе играют данные наблюдений. После того как в конце XIX века норвежец Фритьоф Нансен продрейфовал с отважным экипажем на парусно-моторной шхуне «Фрам» (1893–1896) по Северному Ледовитому Океану, возникла новая и самая для нас существенная ветвь океанологии – ледовый дрейф. За прошедшие 120 лет было получено немало выдающихся трудов, затраченных на описание законов дрейфа льдов. Проблема движения ледяного покрова под воздействием атмосферного давления, ветра, подлёдных дрейфовых течений в реальных морских условиях изучена недостаточно. Основной причиной этого является сложность процесса взаимодействия ледяного покрова с атмосферной циркуляцией и невозможностью обеспечить в реальных морских условиях синхронное измерение в разных точках полей дрейфа льда всех необходимых параметров. В настоящее время в связи с развитием спутниковых систем и компьютерных технологий исследователь ледового режима и прогноза должен обладать электронными базами данных, включающими максимально полные ряды наблюдений за элементами метеорологического и ледового режима как, морей, так и океанов.

Интерпретация спутниковых измерений требует применение аппарата статистической обработки данных, цифрового анализа изображений, моделей расчета излучения Земли в различных диапазонах спектра, а также численных моделей динамики атмосферы и океана.

Сложность и разнообразие стоящих задач спутникового дистанционного зондирования требует широкой межведомственной и международной кооперации по развитию и обмену, как технологиями, так и результатами обработки спутниковой, информации. Проблемы первичной обработки, верификации, автоматизации расчетов и обмена огромными потоками данных могут быть решены только всеми заинтересованными сторонами путем интеграции ресурсов и создания соответствующих специализированных архивов данных. Массовая обработка данных, и поставка потребителям детальных карт параметров океана и атмосферы обеспечивают качественно новый уровень мониторинга процессов и явлений[1].

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и образования России (Минобрнауки) в рамках Федеральной Целевой Программы «Создание новых методов и средств мониторинга гидрометеорологической и геофизической обстановки на архипелаге Шпицберген и в Западной Арктической зоне Российской Федерации».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Смирнов В.Г. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. Спб: ААНИИ. -2011. - 239 с.

СЕКЦИЯ 2
ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ
В СИСТЕМЕ ОКЕАН-АТМОСФЕРА

В рамках секции представлены доклады, отражающие современные исследования процессов и явлений, протекающих в системе океан-атмосфера на различных временных и пространственных масштабах с использованием данных натурных наблюдений, лабораторных исследований, дистанционных измерений и модельных расчетов.

УДК 551.55: 551.466.3: 551.466.2

Г.А. Байдаков[1,2], Н.А. Богатов[1,2], А.М. Кузнецова[1,2], В.В. Папко[1], Д.А. Сергеев[1,2], А.А. Кандауров[1,2], М.И. Вдовин[1,2], Ю.И. Троицкая[1,2]

[1]ИПФ РАН, Нижний Новгород, Россия
[2]ННГУ им. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия
baydakov@ipfran.ru

НАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЕТРА И ВОЛН ПРИ МАЛЫХ ЗНАЧЕНИЯХ РАЗГОНА ВОЛН

В работе представлены результаты натурного исследования ветро-волнового взаимодействия в условиях малых разгонов волн. На водохранилище были восстановлены характеристики воздушного потока и ветровых волн с использованием оригинальной схемы измерений, учитывающей особенности ветра вблизи береговой линии, приводящие к отклонениям формы профиля скорости от логарифмической. Показано, что при малых разгонах коэффициент сопротивления C_D ниже, чем в океанических условиях, предложена параметризация $C_D(U_{10})$. Применение новой параметризации в численном моделировании улучшило соответствие экспериментальных и численных данных.

Ключевые слова: натурный эксперимент, численное моделирование, ветроволновое взаимодействие, малые разгоны.

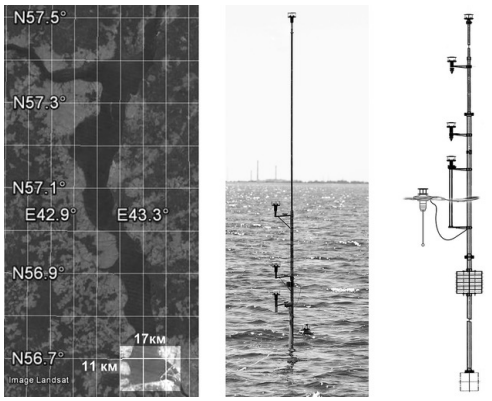
Введение

Взаимодействие пограничного слоя атмосферы с поверхностью океана обычно параметризуется с точки зрения коэффициента аэродинамического сопротивления водной поверхности $C_D : \tau_{turb} = \rho_a u_*^2 = \rho_a C_D U_{10}^2$, где τ_{turb} – касательное турбулентное напряжение на поверхности воды, ρ_a - плотность воздуха, U_{10} – скорость ветра, приведенная к стандартной метеорологической высоте 10 м, $u_* = \sqrt{< u_x' u_z' >}$ – скорость трения. Коэффициент C_D вводится по аналогии с сопротивлением плоской пластины, исходя из концепции слоя постоянных потоков, в котором вязко-турбулентные силы доминируют над остальными. Однако отклонение от предлагаемой простой модели можно ожидать в случае ветровых волн, одновременно развивающихся в нескольких временных масштабах: от длинных и непрерывных (медленный рост под действием ветровой накачки и нелинейного взаимодействия) до очень коротких (обрушение), с множественным механизмом обратной связи. Особенно сильно это может сказываться на внутренних водоемах средних и малых размеров, а также в прибрежной зоне, для которых характерен сильно переменчивый порывистый ветер.

Исследования, проведенные на водоемах небольших размеров [**1**,**2**], говорят об отличии режимов обмена импульсом в условиях океана и

внутренних водоемов: значения C_D при различных скоростях ветра лежат выше параметризаций [3], используемых в глобальных прогнозах волнения и подтвержденных различными лабораторными и натурными экспериментами в открытом океане [4,5,**6**]. Однако, исследования в прибрежной зоне океана демонстрируют [**7**], что для объяснения наблюдаемого волнения коэффициент C_D должен быть меньше. Поскольку по условиям генерации ветровых волн внутренние водоемы близки к прибрежной зоне, то справедливо ожидать заниженные значения коэффициента C_D и в условиях водоемов. Важным фактором в таких условиях является экранирование ветра берегом, в результате чего воздушный поток состоит из двух частей: определяемая волнением нижняя часть и сформированная над берегом верхняя. Методы проведенного нами на горьковском водохранилище натурного эксперимента сфокусированы на изучении потока в непосредственной близости к поверхности воды, отличаясь этим от аналогичных исследований [**1**,**2**].

Натурные исследования. Измерения проводились на акватории Горьковского водохранилища с мая по октябрь в 2012-2015 годах. Водохранилище имеет вытянутую форму (рис. 1 а), глубина водохранилища 4-20 метров, глубина в области измерений – 9-12 метров в зависимости от сезона и точки измерений.



а) б) в)

Рис. 1. а) Горьковское водохранилище. светлым – область измерений. б) реальный вид вехи фруда в рабочем положении. в) схема вехи фруда

Измерительная аппаратура размещалась на буйковой станции – оригинальной разработке коллектива авторов на базе океанографической вехи фруда. Веха представляет собой мачту, полупогруженную в воду и удерживаемую в вертикальном положении поплавком вблизи поверхности и грузом на глубине (рис. 1 б,в). Общая длина вехи 12 м, длина надводной части – 5.3 м. Резонансная частота вертикальных колебаний – 0,25 Гц, что соответствует длине волны 25 м. На мачте вехи располагались 4 ультразвуковых датчика скорости windsonic производства Gillinstruments на

высотах 0.85 м, 1.3 м, 2.27 м, 5,26 м. Пятый датчик был расположен на поплавке (высота 10 см), отслеживающем форму волны, для измерения скорости ветра в непосредственной близости от поверхности воды. Таким образом, расположение датчиков скорости соответствует структуре воздушного потока – искривлению линий тока вдоль взволнованной поверхности, величина которого экспоненциально спадает с высотой [**8**]. Также веха оборудована датчиками температуры воздуха, температуры воды и трехканальным струнным волнографом, позволяющим восстанавливать пространственно-временные спектры волнения. Волнограф состоит из трех пар струнных резистивных датчиков, расположенных в вершинах равностороннего треугольника со стороной 62 мм. Система позволяет оценивать параметры волн, длина которых превосходит удвоенное расстояние между датчиками ($k_{\max} \approx 0.5\ см^{-1}$). Алгоритм обработки сигналов, получаемых с прибора, использует преобразование фурье и подробно описан в [9] (в [10] приведен аналогичный алгоритм, использующий вейвлет-преобразование).

Восстановление параметров воздушного потока. Исследование параметров ветрового потока проводилось методом профилирования. Общая запись скорости ветра длительностью до 5 часов разбивалась на участки по 5 минут (300 точек измерения) с перекрытием в 50%. В результате усреднения для каждого участка получалось 5 значений скорости, соответствующих пяти горизонтам измерений. Полученный средний профиль аппроксимировался функцией

$$U(z) = u_* \kappa^{-1} \ln\left(z/z_0\right) \qquad (1)$$

с параметрами аппроксимации u_* и z_0. По найденным u_* и z_0 восстанавливались значения скорости ветра U_{10} и коэффициент аэродинамического сопротивления C_D.

Был проведен анализ влияния данных с отдельных горизонтов на результат аппроксимации профиля скорости ветра. В результате сравнения было показано (рис. 2), что если нижний датчик используется в аппроксимации, то результаты схожи для двух, трех и четырех нижних датчиков, хотя восстановленные по четырем датчикам параметры отличаются бо́льшим разбросом. Если же нижний датчик не участвует в аппроксимации, то полученные значения характеризуются большим разбросом и завышены, особенно в области слабых ветров ($U_{10} < 5\ м/с$). Это можно объяснить отличием профиля скорости ветра от логарифмической формы, что, вероятно, обусловлено нестационарностью ветра, поскольку нижняя часть профиля быстрее подстраивается под изменяющиеся условия волнения и ветра вдалеке от воды, при этом параметры воздушного потока именно на границе раздела вода-воздух определяют передачу импульса от

ветра к волнам. По результатам измерений предложена параметризация коэффициента C_D:

$$C_D = 0.00124U_{10}^{-1} + 0.00034 + 0.000049U_{10}\,. \qquad (2)$$

На графике (рис. 2) также приведены результаты измерений из работ [**1**,**2**] и полуэмпирическая параметризация из [**3**]. В работах [**1**,**2**] датчики располагались на большем удалении от поверхности воды, при этом были жестко закреплены на мачте, а аппроксимация проводилась по всему профилю скорости. Видно, что значения C_D, восстановленные с использованием нижнего датчика скорости лежат значительно ниже полученных в [**1**,**2**], а обработка только по верхним датчикам дает лучшее согласие с результатами из [**1**,**2**]. Таким образом, использование нижнего датчика существенно влияет на результат измерений. Для определения корректности предложенной параметризации (2), она была использована для задания ветровой накачки в рамках численной модели WAVEWATCH III.

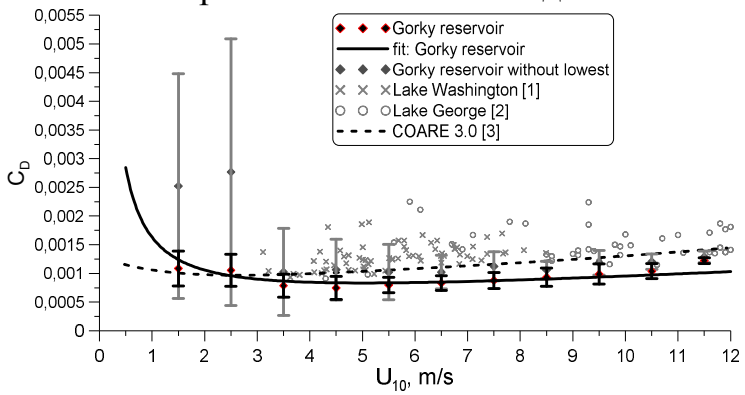
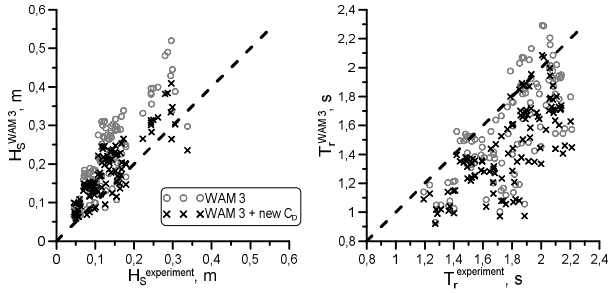


Рис. 2. Зависимость коэффициента C_D от скорости ветра. Черные и серые квадраты – параметры, восстановленные соответственно с учетом нижнего датчика и без; сплошная линия – предложенная параметризация $C_D = 0.00124U_{10}^{-1} + 0.00034 + 0.000049U_{10}$; кресты – результаты из работы [**1**]; окружности – результаты из работы [**2**]; пунктир – параметризация из [**3**].

Численное моделирование.Была использована адаптированная к условиям коротких разгонов модель WAVEWATCH III [11], в которой для задания ветровой накачки была использована модель WAM 3 [12]. В качестве входных данных были использованы результаты натурных измерений скорости ветра, при этом использовались два варианта параметризации $C_D(U_{10})$: стандартная и предложенная по результатам натурных измерений (0). Было проведено сравнение высоты значительных волн H_S (рис. 3а) и средневзвешенного периода волнения T_r (рис. 3б), полученных в результате численного моделирования и натурных измерений. Сравнение показало, что использование новой параметризации $C_D(U_{10})$ уменьшает стандартное отклонение H_S для WAM 3 с 52% до 39%, незначительно ухудшая соответствие T_r (с 19% до 23%), отклонение которого вызвано

несоответствием схемы нелинейного взаимодействия условиям коротких разгонов волн [11].



а) б)

Рис. 3. Сравнение H_S (а) и T_r (б) , полученных путем численного моделирования для двух параметризаций $C_D(U_{10})$ и результатов натурного эксперимента. Серые круги – стандартная параметризация, черные кресты – новая параметризация (**0**).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (номера проектов 15-45-02580, 15-35-20953, 16-35-80022). Численное моделирование выполнена при поддержке гранта РНФ № 14-17-00667, проведение натурных измерений поддержано грантом РНФ № 15-17-20009.

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. *Atakturk S.S., Katsaros K.B.* Wind Stress and Surface Waves Observed on Lake Washington // Journal of Physical Oceanography, 29, P. 633-650. 1999.

2. *Babanin A.V., Makin V.K.* Effects of wind trend and gustiness on the sea drag: Lake George study // Journal of Geophysical Research, V.113, C02015, 2008.

3. *Fairall et al*. Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm // Journal of Climate, V.16, P. 571-591. 2003.

4. *Powell M.D., Vickery P.J., Reinhold T.A.* Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones// Nature, V. 422, N. 20, 2003.

5. *Donelan M.A., Haus B.K., Reul N., Plant W.J., Stiassnie M., Graber H.C., Brown O.B., Saltzman E.S.* On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds // Geophysical Research Letters, V. 31, L18306, 2004.

6. *Yelland M., Taylor P.K.* Wind stress measurements from the open ocean // Journal of Physical Oceanography, V. 26, P. 541-558, 1996.

7. *Edson J.B., Jampana V., Weller R.A., Bigorre S.P., Plueddemann A.J. , Fairall C.W., Miller S.D., Mahrt L., Vickers D., Hersbach H.* On the Exchange of Momentum over the Open Ocean // Journal of Physical Oceanography, V. 43, P. 1589-1610, 2013.

8. *Brooke Benjamin T.* Shearing flow over a wavy boundary // Journal of Fluid Mechanic, V.11, P.161-205, 1959.

9. *Troitskaya Yu.I., SergeevD.A., KandaurovA.A., BaidakovG.A., VdovinM.A., KazakovV.I.* Laboratory and theoretical modelin gofair-sea momentum transfer under severe wind conditions // Journal ofGeophysical Research, V. 117, C11, C00J21, 2012.

10. *Donelan M.A., Drennan W.M., Magnusson A.K.* Nonstationary analysis of the directional properties of propagating waves // Journal of Physical Oceanography, V. 26, N. 9., P. 1901-1914, 1996.

11. *Kuznetsova A.M., Baydakov G.A., Papko V.V., Kandaurov A.A., Vdovin M.I.*, *Sergeev D.A., Troitskaya Yu. I.* Adjusting of wind input source term in WAVEWATCH III model for the middle-sized water body on the basis of the field experiment // Advances in Meteorology, V. 1, ID 574602, 2016.

12. *Tolman H. and WAVEWATCH III Development Group* User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 4.18. // Environmental Modeling Center, Marine Modeling and Analysis Branch. 282 pp. + Appendices. 2014

G.A. Baydakov[1,2], N.A. Bogatov[1,2], A.M. Kuznetsova[1,2], V.V. Papko[1],D.A. Sergeev[1,2], A.A. Kandaurov[1,2], M.I. Vdovin[1,2], Yu.I. Troitskaya[1,2]

[1]IAP RAS, Nizhny Novgorod, Russia
[2]UNN, Nizhny Novgorod, Russia

FIELD INVESTIGATION AND NUMERICAL SIMULATION OF WIND AND SURFACE WAVES AT SHORT FETCHES

The results of field measurements of wind-wave interaction at short fetches are presented. The characteristics of the air flow and wind waves were investigated on reservoir using the original methods of measurement, taking into account the peculiarity of the wind near the coastline causing the deviations of velocity profile from the logarithmic form. It was shown that the drag coefficient C_D at short fetches is lower than one in oceanic conditions, the parameterization of $C_D(U_{10})$ is proposed. The use of new parameterization improves the agreement the experimental and numerical data.

УДК 551.465.75

К.Ю. Булгаков, Д.В. Чаликов

Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им П. П. Ширшова РАН, г. Санкт-Петербург, Россия
bulgakov.kirill@gmail.ru

ИСПЫТАНИЕ МЕТОДА ОБЪЕДИЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИ ПРОГНОЗА ВЕТРОВЫХ ВОЛН

Описана система моделирования совместной циркуляции атмосферы и океана. Приведен метод объединения атмосферой и океанской компонент с помощью модели прогноза ветровых волн. Проведены расчеты для региона Балтийского моря, для случаев сильного волнения. Показана чувствительность модели к разным методам расчета потока импульса в океан.

Ключевые слова: волны, океан, атмосфера, моделирование.

Введение

Динамическое взаимодействие океана и атмосферы всегда сопровождается таким явлением как ветровые волны. С одной стороны, они участвуют в сложной цепочке передаче импульса и механической энергии от ветра к течениям и турбулентности верхнего слоя океана, с другой стороны, вносят изменение в распределение метеорологических характеристик в волновом пограничном слое атмосферы создавая дополнительные пульсации скорости и давления.

Детально роль морских волн во взаимодействии сред рассмотрена в [1]. Там же предложен новый подход к объединению атмосферной и океанской моделей через модель морских волн (например, [2]). Надо отметить, что, несмотря на то, что модели совместной циркуляции атмосферы и климата используются для прогноза погоды и климата более 3-х десятков лет, применение моделей волн, как средства объединения, предлагается относительно недавно. Это связано с развитием вычислительных ресурсов, которое в свою очередь способствует увеличению разрешения моделей. Влияние волн на динамическое взаимодействие между океаном и атмосферой будет ощущаться на сравнительно небольших масштабах, поэтому в моделях с грубым горизонтальным разрешением эффекты волн практически не проявляются. Современные глобальные совместные модели стали достигают разрешения порядка 10 км (например, [3]), кроме этого идет активная работа по разработке региональных моделей совместной циркуляции [4, 5], которые могут достигать разрешения порядка 1 км. Такие

модели позволяют более детально описывать процессы взаимодействия и требуют более уточненных подходов к объединению.

Описание модели

Испытания метода, предложенного в [1] былопроведено на примере объединения моделей атмосферы WRF [6] и океана HYCOM [7] посредством модели прогноза ветровых вол umwm [8] для региона Балтийского моря. Указанная область была описана горизонтальной расчетнойсеткой разрешением 10 км, размерами 129X138. Данная сетка являлась единой для всех моделей, что позволило не использовать интерполяцию полей в процессе расчета. Вертикальное разрешение модели WRF – 28 сигма-уровней, HYCOM – 22 z-уровня, минимальная толщина у поверхности – 3 метра, максимальная -12 метров, ниже z-уровней были использованы 3 сигма уровня.Umwm -делит волновой спектр на 37 диапазонов, наибольшая частота разрешаемых волн - 2 Гц.

Объединение моделей сводится к обмену полями в процессе расчета. Модель WRF проводит расчет на один модельный час с начальными условиями температуры поверхности океана, результаты расчетов (температура и удельная влажность на 2х метрах, компоненты скорости на 10 метрах, поверхностное давление, приходящая коротковолновая и длинноволновая радиация на поверхности, интенсивность осадков) передаются в модель umwm. Umwm рассчитывает эволюцию спектра волновой энергии и диагностические волновые характеристики (такие как доминантная высота и длина волны, поток импульса от ветра к волнам) за тот же период.

Процедура COARE [9] внедренная в модель рассчитывает напряжение трения, потоки тепла и влаги на поверхности. Эти поля передаются в модель hycom, которая рассчитывает эволюцию гидрологических характеристик. Полученная моделью hycom температура поверхности океана передается в модель WRF, после чего весь цикл повторяется для следующего часа.

Результаты экспериментов

Объеденной моделью был воспроизведен шторм, прошедший в Балтийском море 19 августа 2014. Для этой даты были проведены два эксперимента. В первом расчет проводился с использованием алгоритма описанного выше (в дальнейшем a-эксперимент), во втором, поток импульса рассчитывался с помощью процедуре COARE (b-эксперимент).

На рис. 1 показаны разница скоростей течений на поверхности между a и b экспериментами, разница потоков импульса в океан между a и b экспериментами, а также рассчитанная доминантная высота волны для a эксперимента (разница этой характеристики между a и b - пренебрежимо мала). Стоит добавить, что поля разницы скоростей и импульсов были подвергнуты пространственному сглаживанию, с целью фильтрации изменений, связанных с внутренней изменчивостью полей.

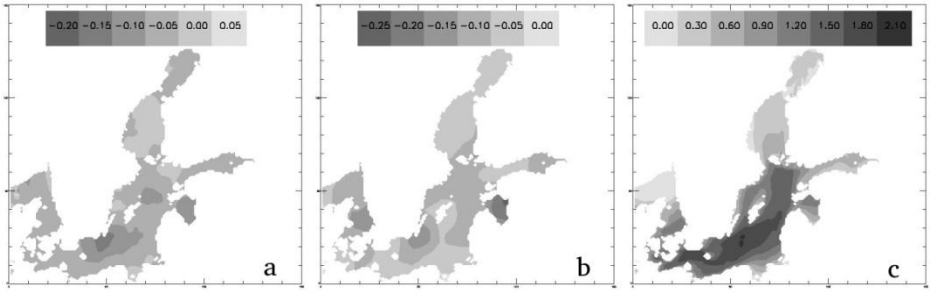


Рис.1. a) разница скоростей течений между экспериментами a и b, b) разница потока импульса в океан между экспериментами a и b, c) высота доминантной волны в a- эксперименте

Видно, что в обоих случаях максимальная разница и в полях скорости, и в полях потока импульса находится в области с наибольшей высотой доминантной волны, или другими словами в эпицентре шторма. На рис 1 это юго-западный район моря, на рис 2. - это юго-восточная часть Ботнического залива. При этом использование модели волн при объединение уменьшает поток импульса в океан и, вследствие этого, скорость течений. Такой результат качественно согласуется с теорией взаимодействия волн и ветра.

На рис. 3 показаны компоненты импульса к течениям. Видно, что поток импульса от ветра к волнам не до конца согласуется с полем доминантной волны. Такой результат, может быть, объясним методом расчета потока импульса к волнам, который возможно, нуждается в определенном уточнении.

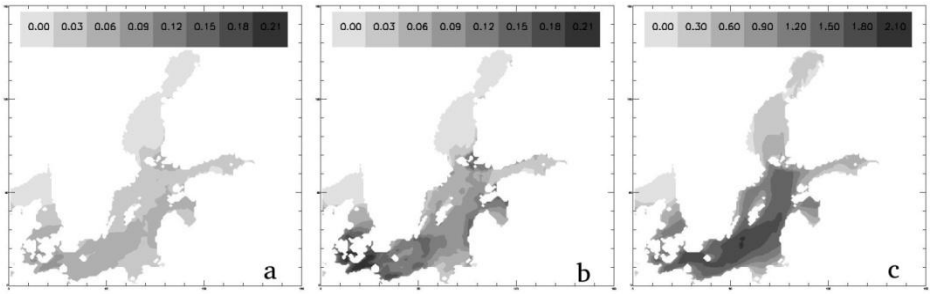


Рис. 3. a) тангенциальное напряжение трение, b) поток импульса от ветра к волнам, c) высота доминантной волны рассчитанных в a-эксперименте для 19 августа 2014 г.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №14-05-00422.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Чаликов Д.В., Булгаков К.Ю.* Ветровые волны как элемент гидродинамической системы океан-атмосфера // Физика атмосферы и океана. -2015.-Т. 51.- С. 386–391.

2. *Tolman H.L.* A third generation model for wind waves on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depths and currents // J. Phys. Oceanogr.- 1991. - V. 21- . P. 782–797.

3. *E.J. Metzger, O.M. Smedstad, P.G. Thoppil, H.E. Hurlburt, J.A. Cummings, A.J. Wallcraft, L. Zamudio, D.S. Franklin, P.G. Posey, M.W. Phelps, P.J. Hogan, F.L. Bub, and C.J. DeHaan*. US Navy Operational Global Ocean and Arctic Ice Prediction Systems //Oceanography-2014.-V.27.-P.32– 43.

4. *Artale, V., and Coauthors.* An atmosphere-ocean regional climate model for the Mediterranean area: Assessment of a present-climate simulation. // Climate Dyn.-2010.-V.35.-P.721– 740.

5. *Dell'Aquila, A., S. Calmanti, P. M. Ruti, M. V. Struglia, G. Pisacane, A. Carillo, and G. Sannino*. Impacts of seasonal cycle fluctuations over the Euro-Mediterranean area using a regional ocean-atmosphere coupled model. // Climate Res.-2011.-V.52.-P.135–157.

6. *Michalakes, J., J. Dudhia, D. Gill, T. Henderson, J. Klemp, W. Skamarock, and W. Wang*. The Weather Reseach and Forecast Model: Software Architecture and Performance / Mozdzynski G. 11th ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing In Meteorology (25-29 October 2004).-U.K.: Reading, 2004.-

7. *Halliwell, G.R* .Evaluation of vertical coordinate and vertical mixing algorithms in the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM). // Ocean Modelling.-2004.-V.7,-P.285-322.

8. *Donelan, M. A., M. Curcic, S. S. Chen, and A. K. Magnusson.* Modeling waves and wind stress //J. Geophys. Res.-2012-V.117.P.1-26.

9. *Fairall et al.* Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm // J. Climate.- 2003.-V. 16.- P. 571- 591.

K.Yu. Bulgakov, D.V.Chalikov

TESTING OF THE METHODS OF ATMOSPHERE AND OCEAN MODELS COOPLING BY WAVE FORECAST MODEL

System of coupled modeling atmosphere and ocean is described. Method of coupling by wave forecast model is are considered. Experiments for storm of Baltic sea are made. Sensitivity of coupled model to various methods of coupling is shown.

Key words: waves, ocean, atmosphere, modeling.

УДК 551.553.8

М.И. Вдовин, Д.А. Сергеев, А.А. Кандауров, Ю.И. Троицкая

Институт прикладной физики РАН, Россия
603950, Нижний Новгород, Ульянова ул. 46
arfirius@yandex.ru

МЕТОДЫ ВИЗУАЛИЗАЦИИ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ВЕТРО-ВОЛНОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Взаимодействие ветрового потока с поверхностными волнами является одной из центральных проблем исследования и параметризации процессов обмена между атмосферой и океаном в пограничных слоях [1]. Особый интерес представляют исследования в условиях сильных ветров, приводящих к интенсивному обрушению волн с образованием брызг вблизи взволнованной поверхности. Применение контактных методов в этом случае сильно ограничено, особенно для области впадин волн. Наиболее подходящим способом проведения подобных исследований в лабораторных условиях являются бесконтактные методы, основанные на визуализации. В настоящей работе описывается методика измерения формы взволнованной поверхности и измерения полей скорости воздушного потока над ней с помощью метода Particle ImageVelocimetry (PIV).

Ключевые слова: ветер, обрушение волн, визуализация, лабораторное моделирование.

Введение.

Лабораторное моделирование является одним из основных инструментов при исследовании процессов взаимодействия воздушных потоков атмосферы с поверхностным волнением океана [1-2]. Одной из главных задач при проведении экспериментов по исследованию ветро-волнового взаимодействия является измерение характеристик поверхностного волнения и ветрового потока. Одним из наиболее подходящих для этого методов является использование техники цифровой оптической анемометрии (PIV), основанной на внесении в ветровой поток частиц-маркеров, подсветки с помощью вертикального лазерного ножа и их съемку на высокоскоростную камеру с последующей обработкой полученных кадров.

Экспериментальная установка

Эксперименты проводились на Высокоскоростном Ветро-волновом Термостратифицированном канале ИПФ РАН (ВВТСК). Параметры установки позволяют моделировать ветро-волновое взаимодействие в пограничных слоях атмосферы и океана при экстремальных гидрометеоусловиях (скорость ветра до 45 м/с в пересчете для натурных

условий) и реализовывать режим регулярного обрушения волн. Прямая часть канала над водной поверхностью имеет П-образное сечение и общую длину 10 м. Рабочее сечение воздушного потока составляет 0.4×0.4 м (более подробное описание установки см. в [3]).

Общая схема измерений показана на рис. 1. Для подсветки используется вертикальный лазерный нож, плоскость которого параллельна боковым стенкам канала. Лазерный нож формируется из параллельного пучка 532 нм твердотельного (Nd-YAG) лазера с диодной накачкой, мощность 4 Вт. Для визуализации воздушного потока в канале использовались частицы полиамида сферической формы средним диаметром 20 мкм, плотностью 1,02 г/м^3. Движение внесенных в воздушный поток частиц и поверхности воды, освещенных лазерным ножом, снималось сбоку с помощью высокоскоростной камеры ВИДЕОСПРИНТ.

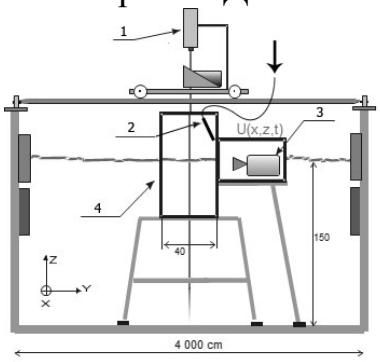
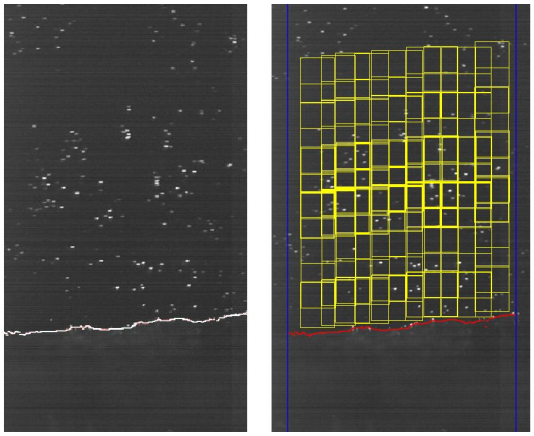


Рис. 1 Схема эксперимента, поперечное сечение канала: 1 – лазер подсветки, 2 - система сдува капель с боковой стенки, 3 – скоростная видеокамера, 4 – рабочая часть канала

Определения формы границы раздела вода-воздух

Определение формы поверхности волн для каждого кадра необходимо для нахождения поля скорости путем кросскорреляционной обработки адаптивным PIV-алгоритмом по криволинейной сетке в непосредственной близости от водной поверхности, в том числе во впадинах волн. Для определения формы поверхности изображения с высокоскоростной камеры проходили многоступенчатую фильтрацию и обработку. Вначале на них отфильтровывались изображения частиц, затем с помощью пошагового алгоритма (см. [4,5]) на основе метода Канни находилась форма поверхности. Пример найденной формы поверхности показан на Рис. 2а.



аб

Рис. 2: а) пример найденной границы раздела вода-воздух б) разбивка кадра сеткой для кросскорреляционной обработки

При моделировании экстремальных ветров в канале, наблюдается интенсивное обрушение волн, и определение формы поверхности оптическим методом на части полученных изображений затруднено. В этом случае для получения дополнительной информации о форме поверхностного волнения может использоваться комбинированный метод измерения возвышения поверхности воды, в котором оптические измерения дополняются контактными – с помощью струнного волнографа, установленного на оси канала непосредственно у края лазерного ножа. В этом случае записи волнографа и высокоскоростной камеры синхронизуются.

Нахождение средних полей скорости методом PIV

После нахождения формы поверхности рассчитывались поля скорости кросскорреляционным методом по исходным изображениям на сетке, учитывающей текущую форму поверхности (Рис. 2б). Суть обработки PIV-метода для получения поля скорости представлена на Рис.3.

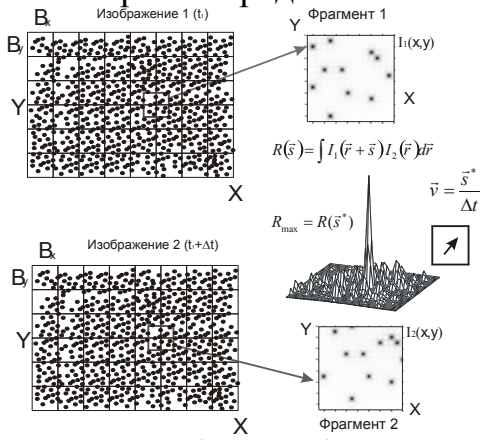


Рис. 3. Алгоритм нахождения смещения (скорости) при кросскорреляционной обработки изображений методом PIV

Для получения полей скорости, осредненных по турбулентным пульсациям, проводилось условноеосреднение при фиксированной фазе. При этом для уменьшения ошибок, связанных с недостаточным числом измерений, проводился биннинг полученных данных в интервалах по фазе размером 18 градусов (20 различных значений фазы). Таким образом были получены картины средних полей скорости воздушного потока в ветро-волновом канале. Вертикальная координата отсчитывается от положения поверхности воды в каждый момент времени. Горизонтальная координата представляет собой фазу волны для данной точки φ, полученную в результате условного усреднения и пересчитанную с использованием значения длины волны λ, определенной по дисперсионному соотношению для волн на глубокой воде для частоты, соответствующей пику в спектре для каждого случая скорости ветра: $x = -\frac{\varphi}{2\pi}\lambda$. Примеры картин течения в криволинейных координатах представлены на рис.4.

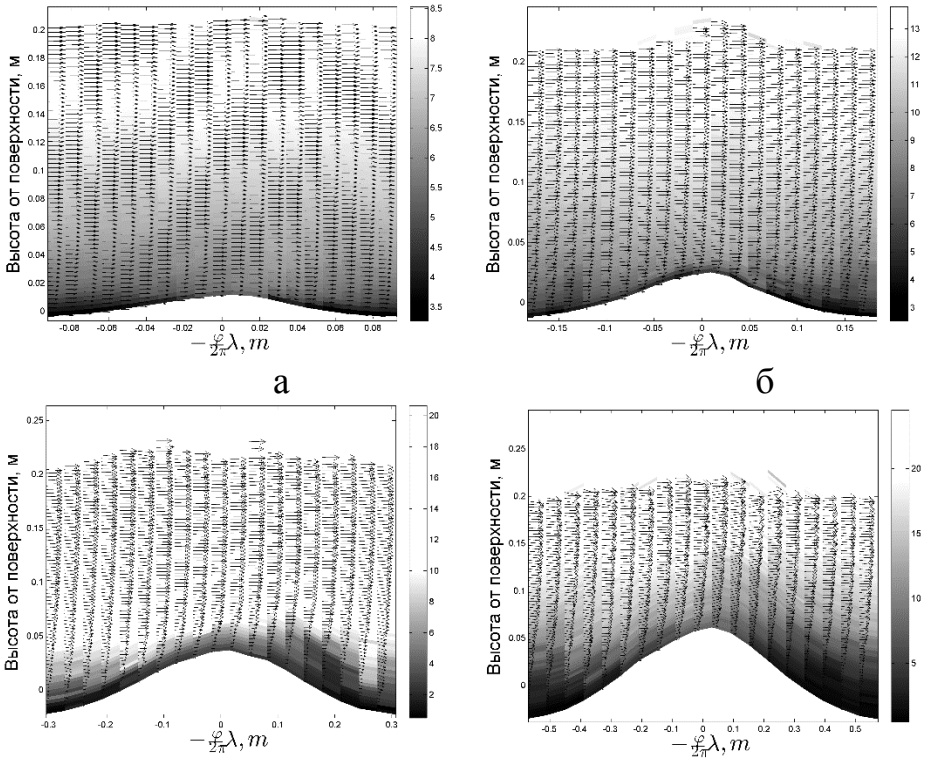


Рис. 4. Картины полей скорости воздушного потока в канале, полученные для различных значений расхода воздуха в канале: а) 1,1 б) 1,6 в) 2,2 г) 2,7 м^3/с. Градации цвета соответствуют горизонтальной скорости ветра относительно фазовой скорости волны, определенной по дисперсионному соотношению

Количество учитываемых точек (частиц-маркеров) для одного и того же удаления от поверхности в разных фазах различается. Особенно это различие заметно вблизи поверхности, где малое количество точек

усреднения с подветренной стороны горба волны объясняется низким количеством частиц в этой области в момент съемки, что в свою очередь является следствием экранирования ветрового потока горбом волны. Заметим, что для двух случаев высоких скоростей ветра наблюдается обратная картина: точек усреднения с подветренной стороны горба больше. Это может быть следствием влияния брызг, которые начинают интенсивно генерироваться при скоростях U_{10}>25м/с. Концентрация брызг с наветренной стороны горба значительно выше, чем с подветренной, так как они в основном генерируются вблизи вершины волны и уносятся ветром. Кросскорреляционный алгоритм для ячеек в этой области показывает смещение брызг, а не частиц-трассеров, которых там относительно немного. Поскольку брызги имеют скорости ниже скорости ветра, то это может приводить к ошибочному занижению скорости воздушного потока вблизи поверхности. Различное количество частиц в разных фазах обуславливает необходимость применения условного усреднения по фазе для получения корректных результатов при нахождении средних профилей скорости (см. [6]).

Заключение

На ВВТК ИПФ РАН выполнены лабораторные исследования структуры воздушного турбулентного пограничного слоя над волнами для широкого диапазона скорости ветра. С использованием модифицированной техники цифровой оптической анемометрии PIV получены осредненные по турбулентным пульсациям поля скорости воздушного потока над поверхностью воды, искривленной волной. Подчеркнем, что подобные дистанционные методы позволяют получить поле скорости воздушного потока, в том числе ниже гребней волн, в их впадинах.

Благодарности

Исследования проведены при финансовой поддержке ФЦП "Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014-2020 годы" (Соглашение о предоставлении субсидии № 14.616.21.0059, уникальный идентификатор проекта RFMEFI61615X0059)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *C.W. Fairall, E.F. Bradley, J.E. Hare, A.A. Grachev, J.B. Edson Bulk*. Parameterization of air–sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm / J. Climate, 200, v.16, No 4, p.571–591.

2. *Troitskaya Yu. I., Sergeev D. A., Ermakova O. S., and Balandina G. N.* Statistical parameters of the air turbulent boundary layer over steep water waves measured by the PIV technique / J. Physical Oceanography.

3. *Yuliya Troitskaya, Daniil Sergeev, Alexander Kandaurov and Vasilii Kazakov*. Air-sea interaction under hurricane wind conditions / Recent Hurricane Research - Climate, Dynamics, and Societal Impacts, ISBN 978-953-307-238-8, 2011, p.248-268.

4. *А.А. Кандауров, Д.А. Сергеев, Ю.И. Троицкая.*Измерение характеристик поверхностного волнения методами цифровой визуализации в рамках лабораторного моделирования взаимодействия атмосферы и океана / Оптические методы исследования потоков: XI Межд. науч-технич. конференция [Электронный ресурс]: труды конференции.Электрон. дан. М.: МЭИ (ТУ), 2011, 1 электрон. опт. диск (CD-ROM), доклад №90, ISBN 978-5-9902974-1-8, № гос. регистрации 0321101669.

5. *Canny, J. A.*Computationalapproachtoedgedetection / IEEETrans. PatternAnalysisandMachineIntelligence, 1986, v.8(6), p.679–698.

6. *А. А. Кандауров, Ю. И. Троицкая, Д. А. Сергеев, М. И. Вдовин, Г. А. Байдаков.* Среднее поле скорости воздушного потока над поверхностью воды при лабораторном моделировании штормовых и ураганных условий в океане / ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА, 2014, том 50, № 4, с. 455–467

УДК 556.5.01

А.В. Багаев[1], Л.В. Вержевская[1], Я.И. Егупова[2]

[1]*Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь*
liudmyla.ver@gmail.com
[2]*Филиал Московского государственного университета им.М.В.Ломоносова в г. Севастополе*

ОТКЛОНЕНИЯ В ТЕМПЕРАТУРНОМ СПЕКТРЕ В ЗОНЕ ПЛЮМА В РАЙОНЕ ПГТ. КАЦИВЕЛИ

В данной работе рассматриваются колебания температуры в зоне плюма в районе стационарной океанографической платформы в Кацивели. На основе материалов наблюдений построены спектрограммы изменений температуры в районе плюма в пгт. Кацивели. Показаны наиболее часто повторяющиеся частоты колебаний изотерм, сделан вывод об излучении потенциальной энергии перемешивания в виде высокочастотных внутренних волн.

Ключевые слова: речной плюм, температурные колебания.

Речные плюмы – это специфические мезомасштабные линзы вод пониженной солености и плотности по сравнению с окружающим морем, которые обычно формируются материковым стоком, поступающим из реки в море. Такие структуры выделяются также в распределениях концентрации взвешенных и растворенных терригенных веществ и биооптических характеристик. Размеры плюмов, приуроченных к устьям рек или ручьев, могут составлять от десятков метров до многих километров, при этом они нередко сохраняют четко очерченную границу с окружающими морскими водами [1].

Динамика данных процессов достаточно сложна и не до конца изучена, хотя именно в динамике плюмов лежит ключ к пониманию процессов переноса терригенных загрязнений в прибрежной зоне [2].

Сброс сточных вод в море часто проходит по открытому каналу выпуска на поверхности принимающей водной массы. Существуют также погруженные системы сброса сточных вод, что значительно увеличивает первоначальное перемешивание сбрасываемых вод. Это показывает необходимость защиты экологически чувствительных районов в прибрежной зоне, где сбросы загрязняющих веществ могут привести к серьезным последствиям для окружающей среды. Оценка физических процессов, которые происходят в зоне сброса, имеет высокое значение для защиты окружающей среды, а это в свою очередь требует глубокого понимания механизмов перемешивания [3].

На стационарной океанографической платформе в пгт. Кацивели с 15 по 24 сентября 2015 г. (в период развития плюма) проводились измерения температуры, давления и плотности. Для измерений использовалась термокоса с 11 автономными регистраторами температуры, при этом на верхнем и нижнем датчиках были дополнительно установлены датчики давления. Было выполнено 18 CTD зондирований гидрологическим автономным прибором ГАП-12. Измерения проводились на глубинах 13-23 м с интервалом 1 м. Временной интервал составлял 0,1 ч [4].

Обработаны данные измерений профилемера, на основании которых построены соответствующие спектрограммы измерений за рассматриваемый период. Пример спектрограммы приведен на рисунке 1.

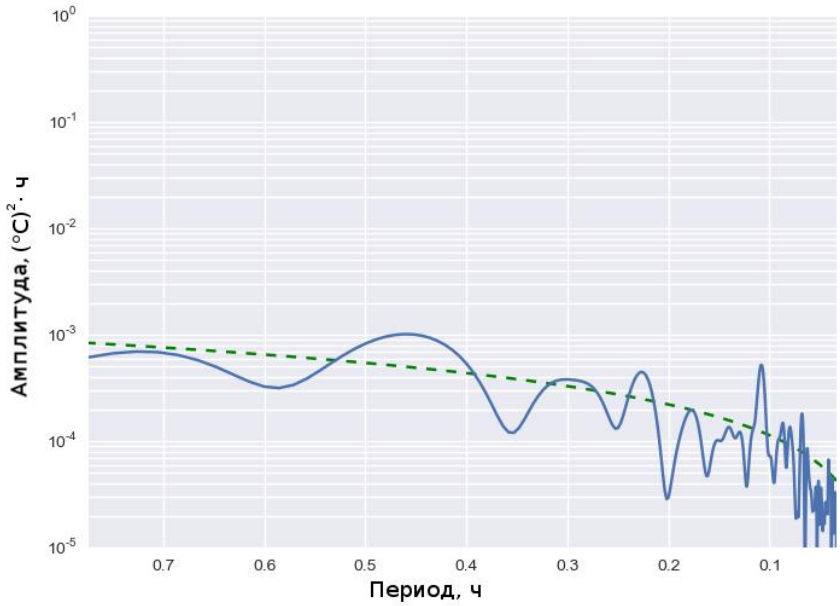


Рис. 1. Спектральная плотность колебаний температуры от 22 сентября 2015 г. на глубине 16 м по результатам анализа измерений. Пунктиром показана верхняя граница 99% доверительного интервала.

Были получены следующие результаты:

- в первые дни наблюдалась устойчивая стратификация, при которой колебания температуры во всем слое измерения не превышали 0,3 □C.
- с 21 сентября проявилась значительная изменчивость температуры (амплитуда колебаний температуры в течение следующих четырех дней превышала 1 □C), особенно в нижней части слоя измерения.
- наиболее часто спектральные пики наблюдались в периодах 0.1, 0.23, 0.46 ч., что иллюстрирует таблица 1.

Таблица 1

Периоды спектральных пиков с 21 по 24 сентября 2015 г. на глубинах 23-23 м

Глубина, м	Периоды спектральных пиков по дням			
	21 сентября 2015 г.	22 сентября 2015 г.	23 сентября 2015 г.	24 сентября 2015 г.
13	0.12; 0.16	0.24	0.22; 0.33	0.47
14	0.1; 0.15; 0.2; 0.35	0.09; 0.11; 0.23; 0.42	0.12; 0.16; 0.23; 0.32; 0.48	0.11; 0.17; 0.65
15	0.15; 0.18; 0.2; 0.25	0.11; 0.15; 0.23; 0.3; 0.44	0.18; 0.23; 0.3; 0.47	0.16; 0.21; 0.32; 0.39
16	0.1; 0.12; 0.18; 0.21; 0.25	0.11; 0.23; 0.3; 0.46	0.17; 0.23; 0.45	0.3; 0.38
17	0.09; 0.15; 0.18; 0.36	0.11; 0.23; 0.46	0.13; 0.16; 0.21; 0.31	0.14; 0.23; 0.32; 0.4
18	0.08; 0.1; 0.15; 0.21; 0.38	0.22; 0.47	0.16; 0.23; 0.43; 0.58	0.17; 0.21; 0.32
19	0.14; 0.21; 0.38	0.1; 0.2; 0.32; 0.52	0.17; 0.22; 0.45	0.1; 0.17; 0.25
20	0.18; 0.38	0.16; 0.32; 0.54	0.13; 0.17; 0.21; 0.36; 0.49	0.16; 0.25
21	0.1; 0.18; 0.3	0.11; 0.17; 0.2; 0.29; 0.38	0.13; 0.15; 0.17; 0.2; 0.48	0.09; 0.17; 0.33; 0.48
22	0.11; 0.28; 0.41	0.11; 0.52	0.13; 0.18; 0.23; 0.28	0.1; 0.18; 0.29; 0.44
23	0.11; 0.42	0.35	-	0.31; 0.42

Полученная картина осцилляций может иллюстрировать процесс приспособления изопикн к поступлению вод с положительной плавучестью. При этом потенциальная энергия при перемешивании излучается в виде высокочастотных внутренних волн. Эволюция максимумов энергии на спектрограммах позволяет проследить переход энергии от более низких частот к более высоким. Возможно именно так проявляется динамическое взаимодействие плюма и фоновых течений. Для более детального анализа физических процессов необходимы измерения как потока воды в плюме, так и изменчивости течений в районе сброса.

Исследования проведены в МГИ РАН при финансовой поддержке государства в лице Министерства образования и науки РФ в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014 - 2020 годы» (уникальный идентификатор проектаRFMEFI57714X0110).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Осадчиев А.А.*Динамика распространения и изменчивость речных плюмов в прибрежной зоне моря: авторефератдис. на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук: 25.00.28 / Осадчиев Александр Александрович; [Место защиты: Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН]. - Москва, 2013. - 22 с.

2. *Завьялов П., Маккавеев П.* Речные плюмы в акватории Сочи // Наука в России. - 2014. - 2 (200). - С.4-12.

3. *Abessi O. et al.* Flow Classification of Negatively Buoyant Surface Discharge in an Ambient Current // Journal of Coastal Research. – 2012. – 28, 1A. – P.148-155.

4. Разработка методов и создание экспериментального образца системы мониторинга антропогенных воздействий на шельфовые зоны Черноморского побережья РФ, включая Крымский полуостров, на основе спутниковых и контактных данных. – Отчет о НИР. – Севастополь, 2015.

A. V. Bagaev, L. V. Verzhevskaya, Y.I. Egupova

DEVIATIONS IN TEMPERATURE RANGE IN THE PLUME AREA IN THE VICINITY OF KATSIVELI

УДК 551.467.312

Р.В. Волгутов

Федеральное Государственное Бюджетное Учреждение
"Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии "Планета"
(ФГБУ "НИЦ "Планета"), г. Москва, Россия
post_otdel@rambler.ru

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО И ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Устойчивое ледообразование в районе Шантарского архипелага начинается в начале ноября. За последние десять лет, число дней со льдом в среднем составило 231. В декабре акватория полностью замерзает, в это время повсеместно наблюдаются льды большой сплоченности – до 10 баллов. В марте появляется зона с заснеженностью в 3 балла. Максимальная толщина припая за период 2005-2015 г.г. была зафиксирована в апреле месяце и достигла 110 см. Начало таяния ледяного покрова отмечается в апреле. Окончательное очищение льда в юго-западной части Охотского моря происходит в июле месяце. Остаточных льдов до начала нового устойчивого ледообразования не наблюдалось. Таблица 1 отображает даты наступления ледовых фаз по данным ГМС «Большой Шантар» за 10 лет.

Нарастание льда в зимний период происходит за счет продолжительной зимы с сильными морозами. В таблице 2 приведены значения температуры воздуха по станции «Большой Шантар». Минимальное значение температуры воздуха на станции было отмечено 23 февраля 2007 года (-57,7), максимальное значение – 9 июля 2015 года (+29,2). Было проведено 27 677 количеств наблюдений на этой станции.

Такие факторы как близость к материку, сильные ветры (23 февраля 2007 года была отмечена максимальная скорость – 48м/с) и низкие температуры приводят к тому, что акватория Шантар освобождается ото льда в последнюю очередь (северные районы очищаются раньше, чем юго-западная часть Охотского моря).

По суровости ледовых условий Охотское море, в том числе и акватория Шантарских островов сопоставима с арктическими морями. Льды моря имеют исключительно местное происхождение, начиная от блинчатого льда и заканчивая обширными ледяными полями [2]. Формы плавучего льда и их размеры приведены в таблице 3.

Ключевые слова: Охотское море, ледовитость, припай, суровость зимы.

Основные особенности гидрометеорологического и ледового сезона юго-западной части Охотского моря в 2014-2015 г.г.

Охотское море – окраинное море на Дальнем Востоке России, часть Тихого океана. Площадь моря 1,6 млн. км^2, средняя глубина 1780 метров [1]. Глубокая часть Охотского моря – Курильская котловина, глубина которой

составляет 3521 метров. Море значительно вытянуто с юго-запада на северо-восток в пределах сферической трапеции. В юго-западной части Охотского моря вблизи берега расположена группа Шантарских островов. Острова эти гористы, проливы между ними глубокие, берега высокие и скалистые, круто обрывающиеся в море [2].

Юго-западная часть Охотского моря с группой Шантарских островов на севере, характеризуется особыми гидрометеорологическими условиями с более суровыми и продолжительными зимами, контрастными погодными и ледовыми условиями, связанным с преобладанием муссонной циркуляцией атмосферы, географическим положением района, низкими и продолжительными температурами воздуха, ветровым режимом. Зима 2014-2015 г.г. относится к типу суровых зим, по данным гидрометеорологической станции «Большой Шантар» сумма градусо-дни мороза составило 2994, что выходит за температурные критерии мягкой и умеренной зимы.

В 2014 году устойчивое ледообразование в юго-западной части Охотского моря началось с прибрежных районов моря (Тугурский, Ульбанский залив и залив Николая) в начале ноября 2014 года. К концу первой декады ноября процесс ледообразования развивался вдоль Удской губы и южнее острова Медвежий, в этих акваториях отмечались начальные и нилосовые льды, сплоченностью 9-10 баллов. К концу первой декады ноября, южнее островов Феклистова и Большой Шантар были зафиксированы начальные виды льда.

В Тугурском и Ульбанском заливе, а также в заливе Николая на 24-25 ноября 2014 г. был отмечен серый лед различных размеров от мелкобитого (<20 метров) до обломков ледяных полей (100-500 метров) сплоченностью до 10 баллов. В данных заливах было около 40-50% серого льда.

В первой половине декабря большая часть юго-западной части Охотского моря полностью замерзла, в это время повсеместно наблюдались льды большой сплоченности (до 10 баллов), а кромка молодых льдов располагалась к северу и северу-востоку от Шантарских островов. В заливах и губах юго-западной части Охотского моря в зимнее время (I – II декада декабря) устанавливался припай. Этому способствовали зимние муссоны, дующие с материка на океан, а также характер побережий и глубина моря.

Заметную роль в формировании припая и ледяного покрова в акватории Шантарских островов сыграл климат, являющийся умеренно континентальным со значительными годовыми колебаниями влажности, облачности и температуры воздуха. В целом за ледовый сезон 2014-2015 г.г. среднегодовая температура на станции «Большой Шантар» составила - 5,2^{0}С. Самым холодным месяцем оказался декабрь. Минимальное значение температурыбыло зафиксировано 21 декабря 2014 года и составило -39,8^{0}С.

В начале января 2015 года ледовитость акватории Шантарского архипелага продолжала увеличиваться, к 4-5 января в акватории Тугура был

отмечен однолетний тонкий (белый) лед, лед такого же возраста был зафиксирован и в заливе Академии.

В первой декаде апреля ледовитость Шантарского моря и толщины припайного и дрейфующего льда достигли максимальных значений. В этот период в заливе Большой Шантар (согласно данным ГМС Большой Шантар) наблюдался устойчивый припай толщиной 94 см.

Процессы разрушения ледового покрова в юго-западной части Охотского моря начинались в середине апреля, хотя в этот период времени температура воздуха и воды оставались слабо отрицательными.

В первой пятидневке мая начал разрушаться припай в акватории Большой Шантар, а его полное исчезновение произошло к 24 мая 2015 года, также окончательное очищение от припая произошло в губе Лебяжья.

В начале мая также отмечалось уменьшение ледовитости в Тугурском и Ульбанском заливе и заливе Николая. Сокращение сплоченности и толщины льда происходило и в проливе Линдгольма. Появлялись зоны разреженного льда и обширные зоны чистой воды в Удской губе, ближе к 9-10 июля 2015 года губа полностью очистилась ото льда.

Таким образом, зима 2014-2015 года была холодной, относительно сухой, без значительного количества осадков (выпало 363 мм, что за 4 года оказалось самым низким показателем). В январе и феврале отмечались небольшие повышения температуры воздуха, которые на фоне низких и продолжительных температур не повлияли на ослабление ледяного покрова. В период зимних муссонов (с октября по апрель) над юго-западной частью Охотского моря господствовали ветры северных (12,7 %) и северо-северо-восточных (22,0 %) направлений, которые также сказались на ледовитости юго-западной части Охотского моря.

Для идентификации суровости зимы в юго-западной части Охотского моря использовалась такая характеристика, как сумма градусо-дней мороза, т.е. сумма среднесуточных температур воздуха, суммированных за определенный период – ледовый сезон. За сезон 2014-2015 г.г. сумма ГДМ составила – 2994,6 и согласно критериям суровости зим, данный период характеризовался суровыми условиями для ледообразования, в результате за ледовый сезон число дней со льдом составило 253.

Основные особенности гидрометеорологического и ледового сезона юго-западной части Охотского моря за 10-летний период

Устойчивое ледообразование в районе Шантарского архипелага начинается в начале ноября. За последние десять лет, число дней со льдом в среднем составило 231. В декабре акватория полностью замерзает, в это время повсеместно наблюдаются льды большой сплоченности – до 10 баллов. В марте появляется зона с заснеженностью в 3 балла. Максимальная

толщина припая за период 2005-2015 г.г. была зафиксирована в апреле месяце и достигла 110 см. Начало таяния ледяного покрова отмечается в апреле. Окончательное очищение льда в юго-западной части Охотского моря происходит в июле месяце. Остаточных льдов до начала нового устойчивого ледообразования не наблюдалось. Таблица 1 отображает даты наступления ледовых фаз по данным ГМС «Большой Шантар» за 10 лет.

Таблица1

Наступление ледовых фаз на ГМС «Большой Шантар»

Период	Первое появление льда	Полное замерзание	Исчезновение припая	Окончательное очищение	Число дней со льдом
2005-06	23.11	-	23.5	13.7	232
2006-07	11.11	3.12	25.5	7.7	238
2007-08	8.11	-	24.5	1.6	206
2008-09	13.11	-	23.5	7.7	236
2009-10	2.11	3.12	27.5	17.7	257
2010-11	8.11	9.1	21.5	17.6	221
2011-12	13.11	20.12	15.5	17.7	247
2012-13	18.11	25.12	28.5	18.7	242
2013-14	9.11	27.12	14.5	14.7	186
2014-15	10.11	16.12	24.5	21.07	253

Нарастание льда в зимний период происходит за счет продолжительной зимы с сильными морозами. В таблице 2 приведены значения температуры воздуха по станции «Большой Шантар». Минимальное значение температуры воздуха на станции было отмечено 23 февраля 2007 года (-57,7), максимальное значение – 9 июля 2015 года (+29,2). Было проведено 27 677 количеств наблюдений на этой станции.

Такие факторы как близость к материку, сильные ветры (23 февраля 2007 года была отмечена максимальная скорость – 48м/с) и низкие температуры приводят к тому, что акватория Шантар освобождается ото льда в последнюю очередь (северные районы очищаются раньше, чем юго-западная часть Охотского моря).

Таблица 2

Температура воздуха (градусы Цельсия) на высоте 2 метра над поверхностью земли на ГМС «Большой Шантар»

Период	Среднее значение (0^C)	Минимальное значение (0^C)	Максимальное значение (0^C)
2005-2015	-3,3	-57,7	+29,2

По суровости ледовых условий Охотское море, в том числе и акватория Шантарских островов сопоставима с арктическими морями. Льды моря имеют исключительно местное происхождение, начиная от блинчатого льда и заканчивая обширными ледяными полями [2]. Формы плавучего льда и их размеры приведены в таблице 3.

Таблица 3

Формы и размеры плавучего льда в Шантарском море

Формы плавучего льда	Размеры плавучего льда
Блинчатый лед	Несколько сантиметров – 3-4 метра
Тертый лед, ледяная каша	< 2 метров
Мелкобитый лед	< 20 метров
Крупнобитый лед	20-100 метров
Обломки ледяных полей	100-500 метров
Большие поля	500-2000 метров
Обширные ледяные поля	2-10 километров

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Наблюдения за ледовой обстановкой (2009). Л.: СПб.: ГУ «ААНИИ». 360 с.

2. Суховей В.Ф. (1986). Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат. 288 с.

3. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей (2011). Л.: СПб.: ГУ «ААНИИ». 240 с.

R.V.Volgutov

HIGHLIGHTS HYDROMETEOROLOGICAL AND ICE REGIME SOUTHWEST SEA OF OKHOTSK

The Sea of Okhotsk – marginal sea in the Far East of Russia, Pacific. In the south-western part of the Okhotsk Sea near the coast there is a group of islands Shantar. Stable ice formation in the area Shantar archipelago begins in early November.Start of melting ice is celebrated in April. The final purification of the ice in the south-western part of the Okhotsk Sea occurs in the month of July.

Steady ice formation in Shantar archipelago begins in early November. Over the past decade, the number of days with ice averaged 231. In December, the water area is completely frozen at this time universally observed large ice cohesion - to 10 points. In March, there is a snow-covered area with 3 points. The maximum thickness of fast ice in the period 2005-2015 gg It was recorded in the month of April and reached 110 cm. The beginning of melting ice is celebrated in April. The final purification of the ice in the south-western part of the Okhotsk Sea occurs in July. Residual ice before the start of a new stable ice formation was observed. Table 1 shows the date of the ice phases according to HMS "Big Shantar" for 10 years.

The growth of ice in winter is due to the long winter with severe frosts. Table 2 shows the values of the air temperature at the station "Bolshoy Shantar". Minimum air temperature at the station was marked February 23, 2007 (-57.7), the maximum - July 9, 2015 (29.2). 27,677 The number of observations at this station were conducted.

Factors such as proximity to the mainland, high winds (February 23, 2007 was marked by the maximum speed - 48m / s) and low temperatures lead to the fact that the waters ofShantar free of ice in the last turn (the northern areas are cleared before the south-western part sea of Okhotsk).

УДК 551.46.06 551.46.06:004

А.В. Гармашов

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
ant.gar@mail.ru

ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ В КАРКИНИТСКОМ ЗАЛИВЕ В 2000-2002 ГГ.

В статье приводятся результаты мониторинга ветрового волнения, проводимого в 2000-2002 гг. на морской стационарной газодобывающей платформе, расположенной в северо-западной части Черного моря. В результате анализа 9800 волнограмм получены основные статистические характеристики высот волн, описывающие волновой режим в 2000-2002 гг. В частности, максимальные высоты волн летом достигали высоты 4,3 м, а зимой – 6,3 м.

Ключевые слова: ветровое волнение, высоты волн, Черное море.

Введение.Гидрометеорологические наблюдения всегда играли важную роль в народном хозяйстве, обеспечивая безопасность мореплавания и прибрежной инфраструктуры, а также являясь важным элементом поддержания обороноспособности страны [1-3]. Начиная с 90-х годов XX столетия, отмечается резкое сокращение гидрометеорологических наблюдений в прибрежных районах Черного моря. Поэтому любые измерения гидрометеорологических параметров имеют большую научную и практическую ценность.

Цель настоящей работы состояла в следующем:

1. создать базу данных измерений ветрового волнения на морской стационарной газодобывающей платформе (МСП) «Голицыно-4» в 2000 - 2002 гг.
2. Провести анализ измеренных ветровых характеристик на МСП в 2000- 2002 гг.

С 1996 по 2002 год на морской стационарной газодобывающей платформе (МСП) «Голицыно-4», расположенной на северо-западном шельфе Черного моря в точке с координатами 45º42,5’ с.ш., 31º52,5’ в.д. (расстояние до берега примерно 50 км). было установлено оборудование для гидрометеорологического мониторинга. Для измерения высот волн использовалсявитой волнограф. Ошибка измерения уровня не превышала 1 см. Дискретность опроса составляла 4 Гц. Запись ветрового волнения после 26 сентября 2000 г. проводилась 1 раз в час. Длина одной записи составляла 12288 измерений или 3072 с. (51,2 мин). Более подробная информация о погрешности измерений, разрешающей способности используемых датчиков, входящих в состав метеокомплекса, приведена в работе [4].

В данной работе приводится анализ ветрового волнения за период с 26 сентября 2000 г по 19 ноября 2002 г. За данный период анализируется около 9800 волнограмм. Распределение измерений по месяцам не равномерно. Наилучшим образом обеспечены летние месяцы и ноябрь (по 14-15% от общего числа измерений для каждого месяца). В феврале, марте и апреле в 2000-2002 гг. измерений практически не было (около 0,1%). На май и сентябрь приходится по 9 %. В декабре и январе было проведено 11,2% и 5,2% измерений соответственно.

Обработка данных.Распределение высот (удвоенных амплитуд) волн подчиняется закону Рэлея. Справедливость распределения Рэлея проверялась многими исследователями. В большинстве работ показано достаточно хорошее согласие между теоретическим законом и эмпирическими распределениями. В работах [5-9] также показано, что распределения, рассчитанные для океанов, морей и озер, подчиняются закону Рэлея. При этом использовались достаточно длинные реализации волн, полученные в квазистационарных условиях. Это позволило проверить соответствие эмпирических распределений теоретическому до уровня обеспеченности в сотые доли процента.

Из распределения Рэлея следуют важные для практических расчетов соотношения. В частности, средняя высота $1/N$ наибольших волн для больших N равна:

$$h_{1/N} = 2\sqrt{2m_0 \ln N} = h_{1/3}\sqrt{(\ln N)/2}, \qquad (1)$$

где $h_{1/3}$– средняя высота, соответствующая 1/3 наибольших волн (высота значительных волн),

m_0 – нулевой момент функции спектральной плотности (среднеквадратическое отклонение).

$$H_s = h_{1/3} \approx 4\sqrt{m_0} \approx 0{,}79h_{3\%} \approx 1{,}58\bar{h}, \qquad (2)$$

где $h_{3\%}$–высота волны 3%-ой обеспеченности

h – высота волнового колебания;

$\bar{h}$ – средняя высота волнового колебания.

Наибольшая из тысячи волн, принимаемая часто за максимальную волну, равна:

$$h_{1/1000} \approx 1{,}9h_{1/3} \approx 1{,}5h_{3\%} \approx 3\bar{h}. \qquad (3)$$

На практике для расчета H_s по непрерывной реализации волнения используется формула (2).

Характеристики ветрового волнения, измеренного на МСП в 2000 – 2002 гг., показаны в табл. 1 и на рис. 1. В табл. 1 для каждого месяца показана средняя высота значительных волн ($H_{s\,av}$), максимальная высота значительных волн ($H_{s\,max}$), максимальная измеренная высота волн (H_{max}), средняя высота волн ($\hbar$), средняя высота волн 3%-ой обеспеченности ($H_{3\%}$), наибольшая из тысячи волн ($H_{1/1000}$), рассчитанная по (3). В табл. 1 не приведены результаты для февраля, марта и апреля, поскольку они не обеспечены данными измерений. Наименьшие средние высоты волн наблюдались летом, в это время средние высоты волн составляли значения 0,24 – 0,33 м. В летние месяцы максимальные высоты значительных волн ($H_{s\,max}$) могли достигать 2 м. А одиночные волны достигали высоты 4,3 м (август). В зимние месяцы происходит значительное усиление волновой активности. Зимой средние высоты волн составляли 0,8-0,9 м, что примерно в 3 раза больше, чем летом. Различия в максимальных высотах волн (H_{max}) между летним и зимним периодом может достигать 3 раз. 30 декабря 2001 года была зарегистрирована волна высотой 6,3 м. Осенью средние высоты волн составляли 0,4-0,6 м, а максимальные высоты волн достигали 4,8 м.

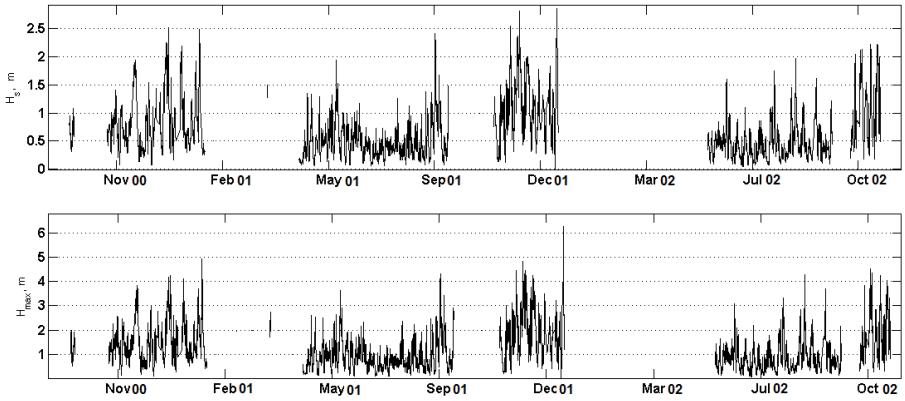


Рис. 1 Высоты значительных и максимальных волн с сентября 2000 г. по ноябрь 2002 г.

В табл. 2 и 3 показаны повторяемости средних высот волн, измеренных на МСП. Штиль наблюдался примерно в 6,5% случаев, причем летом штиль достигал 14%, а зимой практически не наблюдался (до 2%). Слабое волнение (0,1-0,25 м) составляло примерно 28% всех случаев, причем (68%) в летние месяцы оно составляло 28-45%, а в зимние – 17-19%. Умеренное волнение (0,25-0,75 м) является доминирующим и составляет 52%. Значительное волнение (0,75-1,25м) практически не наблюдалось в летние месяцы (1,5-4%), однако, повторяемость данного волнения значительно увеличивается зимой (до 28% в декабре). Волны со средними высота 1,25 – 2 м в летние месяцы не регистрировались, наиболее часто волнение данного типа наблюдалось в

октябре и составляло 5,6%. Сильное волнение ($\hbar > 2$ м) за весь период мониторинга зарегистрировано не было.

Таблица 1

Характеристики ветрового волнения

h, м Месяц	$H_{s\,av}$	H_{smax}	H_{max}	$\hbar$	$H_{3\%}$	$H_{1/1000}$
Январь	0,84	2,49	4,92	0,53	1,06	4,73
Май	0,46	1,35	2,59	0,29	0,59	2,57
Июнь	0,52	1,94	3,63	0,33	0,66	3,68
Июль	0,38	1,75	3,33	0,24	0,48	3,32
Август	0,49	1,97	4,29	0,31	0,61	3,75
Сентябрь	0,62	2,42	4,31	0,39	0,78	4,59
Октябрь	1,01	2,23	4,52	0,64	1,28	4,23
Ноябрь	0,95	2,82	4,84	0,60	1,20	5,35
Декабрь	0,94	2,86	6,28	0,59	1,19	5,42

Таблица 2

Повторяемость (%) средних высот волн (ħ, м) для шести групп

h, м	0 – 0,1	0,1 – 0,25	0,25 – 0,75	0,75 – 1,25	1,25 – 2,0	>2
	6,56	27,85	52,34	11,56	1,69	0

Таблица 3

Повторяемость (%) средних высот волн (ħ, м)
для каждого месяца по градациям

ħ , м Месяц	0 – 0,1	0,1 – 0,25	0,25 – 0,75	0,75 – 1,25	1,25 – 2,0	>2,0
Январь	0	16,97	63	16,25	3,79	0
Май	11,67	28,89	57,89	1,56	0	0
Июнь	9,05	27,87	59,84	3,23	0	0
Июль	14,36	45,32	38,85	1,48	0	0
Август	5,37	44,71	46,03	3,90	0	0
Сентябрь	7,65	27,35	55,27	9,04	0,70	0
Октябрь	0	12,69	49,74	31,90	5,66	0
Ноябрь	1,96	10,20	60,80	22,36	4,68	0
Декабрь	2,07	18,89	47,27	28,20	3,57	0

По результатам проведенного гидрометеорологического мониторинга в 2000 – 2002 гг. на МСП «Голицыно-4» в Каркинитском заливе можно сформулировать следующие ***выводы:***

– в летние месяцы средние высоты волн составляли значения 0,24 – 0,33 м. В зимние месяцы происходит значительное усиление волновой активности. Зимой средние высоты волн составляли 0,8-0,9 м.;

– максимальные высоты волн летом достигали высоты 4,3 м, а зимой – 6,3 м.;

– наибольшую повторяемость в 2000-2002 гг. имело умеренное волнение (0,75-1,25 м) 52%;

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00067 мол_а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Наумова В.А., Мытник Т.Г., Евстигнеев В.П., Любарец Е.П., Евстигнеев М.П.* Морская сеть наблюдений украины: прошлое и настоящее // Наук. праці УкрНДГМІ, 2011, – Вып. 261. – С. 257 – 278.

2. Проект «Моря СССР», гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, Черное море // Том 4, Вып. 1. – С-П.: Гидрометеоиздат, 1991. – 430 с.

3. Сорокина А.И. Справочник по климату Черного моря // Москва: Гидрометеоиздат, 1974. – 406 с.

4. *Толокнов Ю.Н., Коровушкин А.И., Козлов К.Г.* Автоматизированный гидрометеорологический комплекс. // Сб. Системы контроля окружающей среды, 1998. – С. 12 – 17.

5.*Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А.* Ветер и волны в океанах: справочные данные // Ленинград: Транспорт, 1974. – 359 с.

6. *Давидан И.Н. Лопатухин Л.И., Рожков В.А.* Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. // Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 287 с.

7. *Лопатухин Л. И.* Анализ распределения элементов волн. // Труды ВНИИГМИ МЦД. – 1978. – Вып. 1. – С. 116 – 142.

8. *Bauer E., Staabs C.* Statistical properties of global significant wave heights and their use for validation.// Journal of Geophysical Research. – 1998. – № 103 (C1). – P. 1153 – 1166.

9. *Forristall G.Z.* On the statistical distribution of wave heights in a storm. // Journal of Geophysical Research. – 1978. – № 83. – P. 2353 – 2358.

A.V.Garmashov

WIND WAVES IN KARKINITSKY BAY IN 2000-2002

This article is devoted to the results of the monitoring of wind waves, conducted in 2000-2002 on the fixed offshore gas production platform, located in the northwestern part of the Black Sea. The author gives a clearcut presentation of the basic statistical characteristics of the wave regime in 2000-2002, obtained by analysis of the 9800 wave records. In particular, measurements showed that the maximum wave height in summer was 4.3 m and in winter – 6,3 m.

УДК 551.466.2

Ф.Н. Гиппиус, В.С. Архипкин, Г.В. Суркова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
fedor.gippius@gmail.com

РЕЖИМ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ НА ЧЕРНОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ РЕТРОСПЕКТИВНЫХ РАСЧЁТОВ

Приводятся результаты ретроспективного расчета параметров ветрового волнения на всей акватории Черного моря за период с 1949 по 2010 гг. Расчеты выполнены с применением численной модели SWANна основе метеорологического реанализа NCEP/NCAR. Для верификации результатов расчетов использованы данные спутниковой альтиметрии AVISO.Результаты расчетов использованы для определения характерных для Черного моря черт пространственно-временного распределения параметров ветрового волнения. Также выполнена оценка суммарной продолжительности штормового волнения, его межгодовой и сезонной изменчивости.

Ключевые слова: Черное море, ветровое волнение, модель SWAN, реанализ NCEP/NCAR.

Морское ветровое волнение является одним из взаимодействий океана и атмосферы и представляет интерес как с научной, так и с прикладной точек зрения. Параметры волнения могут определяться тремя путями – измерениями *insitu*, дистанционными измерениями и посредством численного моделирования. Численное моделирование является предпочтительным методом получения многолетних рядов данных о волнении на морях и океанах, поскольку обладает рядом преимуществ перед остальными методами –инструментальные измерения, как правило, выполняются нерегулярно во времени и в ограниченном количестве точек.

В настоящей работе для расчета параметров ветрового волнения применялась численная спектральная волновая модель третьего поколения SWAN [1, 2]. МодельSWAN широко применяется для расчетов параметров волнения на различных пространственных масштабах [3, 4]. Она также неоднократно использовалась для исследований различных аспектов ветрового волнения на акватории Чёрного и Азовского моей [например, 5–9]. Модель была настроена следующим образом: экспоненциальный рост волн задавался в соответствии с [10], донное трение – согласно [11]. Разрешение по направлению распространения волн составляло 1°; в частотном пространстве были заданы 27 логарифмически распределенных значения, расположенных в диапазоне от 0,7 до 1 Гц. Для проведения вычислений

использовалась прямоугольная расчётная сетка с пространственным разрешением в 5 км, созданная на основе оцифрованной навигационной карты масштаба 1:2,5 млн [12]. Данные о скорости и направлении ветра брались из баз данных реанализа NCEP/NCAR [13, 14]. Верификация расчетов проводилась с применением данных спутниковой альтиметрии AVISO [15] (рис. 1). Сопоставление модельных результатов и измерений альтиметрии проводилось в трех точках на глубоководной части акватории Чёрного моря [16]. Оно показало, что модель занижает высоты значительных волн во время штормов, поэтому для дальнейшегоиспользования их необходимо подвергнуть коррекции по эмпирическому соотношению

$$h_c = h + 0{,}0203j + 0{,}1899,$$

где h_c – величина высоты значительных волн с учетом коррекции, h – величина высоты значительных волн без учета коррекции, j – целая часть результата операции $h/0{,}05$.

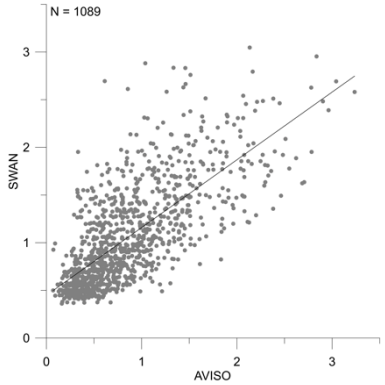


Рис. 1. Диаграммы рассеяния измеренных (по оси абсцисс) и вычисленных (по оси ординат) высот значительных волн (м) и их линейная аппроксимация.

Распределение максимальных вычисленных высот значительных волн на акватории Черного моря показано на рис. 2. Выделяются две области, в которых значительные волны достигают высот более 9 м – юго-западная и северо-восточная части акватории. В центральной части моря наибольшие высоты значительных волн варьируются в диапазоне 8—9 м. На мелководном северо-западном шельфе, а также в юго-восточной части акватории максимальные высоты волн оказываются наименьшими по сравнению с остальным морем и не превышают 4 м. Такая конфигурация поля максимальных высот значительных волн объясняется преобладающими направлениями ветра и траекториями движения циклонов. Другим важным фактором формирования ветровых волн является длина разгона ветра, которая оказывается наибольшей именно для случаев северо-восточной и юго-западной акваторий.

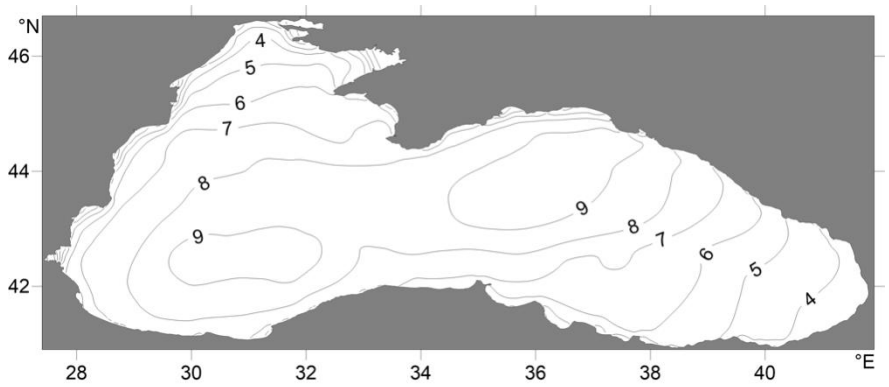


Рис. 2. Распределение максимальных высот значительных волн за период с 1949 по 2010 гг.

Рассмотрение данных о высотах значительных волн позволяет выявить области, в которых наблюдаются наиболее высокие волны. В то же время на их основе невозможно сделать вывод о том, какие районы моря наиболее подвержены штормовому волнению – для таких выводов необходимы сведения не только о высотах волн, но и о продолжительности волнения, высота которого превышаетопределенное пороговое значение. В качестве таких пороговых значений в данной работе выбраны высоты значительных волн более 4 м и 6 м – эти величины соответствуют критериям штормового волнения в прибрежных и открытых акваториях морей [17].

Распределение суммарной продолжительности штормового волнения с высотами значительных волн более 4 м (в днях) за период с 1949 по 2010 гг. на акватории Черного моря представлено на рис. 3. Максимальная суммарная продолжительность волнения с высотами значительных волн более 4 м составляет 916,7 дней, что соответствует повторяемости 4,05%. Конфигурация изолиний этой величины в данном случае похожа на их конфигурацию в зимний период – область максимальных величин находится к юго-западу от Крымского полуострова; в то же время обширная область в центральной части моря охвачена относительно высокой суммарной продолжительностью штормового волнения (500—800 дней, что соответствует повторяемости 2,21—3,53%). К прибрежным водам, наиболее сильно подверженным штормовому волнению, относятся акватории у юго-западного, южного и юго-восточного побережья Крымского полуострова, район между Таманским полуостровом и Цемесской бухтой, а также южные, юго-западные и западные участки прибрежной акватории от мыса Синоп до устья Дуная.

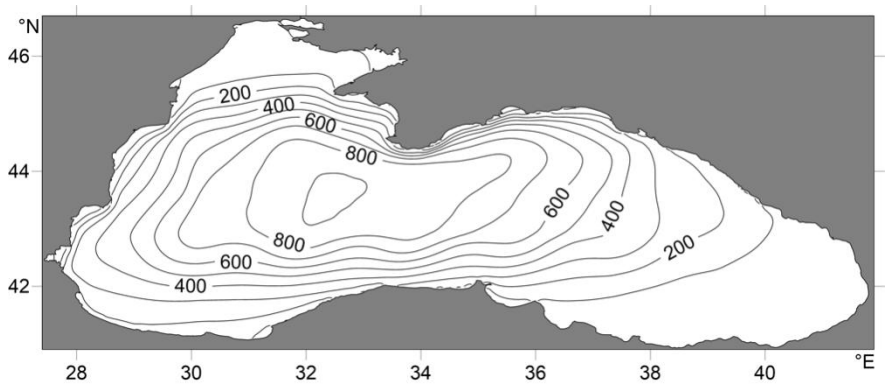


Рис. 3. Распределение суммарной продолжительности штормового волнения с высотами значительных волн более 4 м за период с 1949 по 2010 гг. (в днях).

В распределении суммарной продолжительности штормового волнения с высотами значительных волн более 6 м (рис. 4) область максимальных значений находится в западной части акватории Черного моря, где её величины достигают 36,5 дней, что соответствует повторяемости 0,16%. В восточной части моря наибольшая суммарная продолжительность такого волнения отмечается в области локального максимума, расположенной к юго-востоку от Крымского полуострова, и достигает 20 дней (соответствует повторяемости 0,09%). На всей юго-восточной акватории Черного моря, равно как и в его мелководной северо-западной области, суммарная продолжительность штормового волнения с высотами значительных волн выше 6 м не превышает 5 дней, то есть имеет повторяемость не более 0,02%.

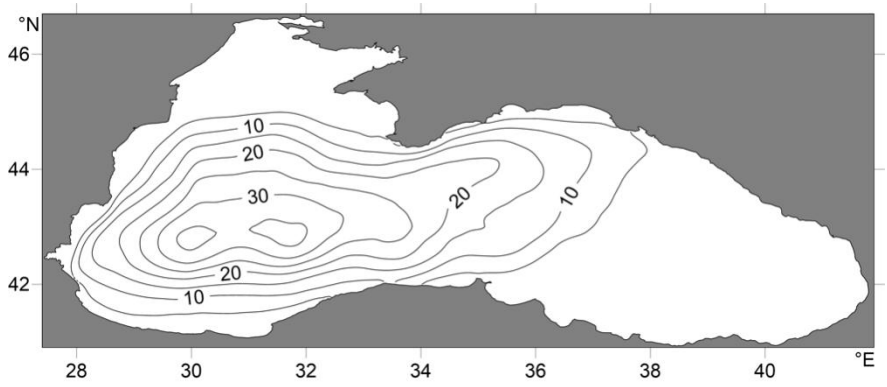


Рис. 4. Распределение суммарной продолжительности штормового волнения с высотами значительных волн более 6 м за период с 1949 по 2010 гг. (в днях).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00488 мол_а.Вычисления выполнены с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова [18].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Booij N., Ris R. C., Holthuijsen, L. H.*A third-generation wave model for coastal regions. 1. Model description and validation // Journal of Geophysical Research, 1999. Vol. 140, No. C4. P. 7649—7666.

2. *Ris R.C., Holthuijsen L.H., Booij N.*A third-generation wave model for coastal regions. 2. Verification // Journal of Geophysical Research, 1999. Vol. 104, No. C4. P. 7667—7681.

3. *Rusu E., Pilar P, Guedes Soares C.*Evaluation of the wave conditions in Madeira Archipelago with spectral models // Ocean Engineering, 2008. Vol. 35. P. 1357—1371 (DOI 10.1016/j.oceaneng.2008.05.007).

4. *Van Ledden M., Vaughn G., Lansen J., Wiersma F., Amsterdam M.*Extreme wave event along the Guyana coastline in October 2005 // Continental Shelf Research, 2009. Vol. 29. P. 352—361 (DOI 10.1016/j.csr.2008.03.010).

5. *Гармашов А.В.* Ветро-волновые характеристики Черного моря. Дисс. на соиск. уч. ст. кандидата геогр. наук. Севастополь, 2013.

6. *Торопов П.А., Мысленков С.А., Самсонов Т.Е.* Численное моделирование новороссийской боры и связанного с ней ветрового волнения // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2013. № 2. С. 38—46.

7. *Харитонова Л.В.* Ветровое волнение и литодинамические процессы в прибрежной зоне западного Крыма. Дисс. на соиск. уч. ст. кандидата геогр. наук. Севастополь, 2013.

8. *Akpinar A., van Vledder G. Ph., Kömürcü M. I., Özger M.*Evaluation of the numerical wave model (SWAN) for wave simulation in the Black Sea // Continental Shelf Research. 2012. Vol. 50—51. P. 80—99 (DOI 10.1016/j.csr.2012.09.012).

9. *Valchev N. N., Trifonova E. V., Andreeva N. K.*Past and recent trends in the western Black Sea storminess // Natural Hazards and Earth System Sciences, 2012. Vol. 12. P. 961—977 (DOI 10.5194/nhess-12-961-2012).

10. *Komen G.J., Hasselmann S., Hasselmann, K.* On the existence of a fully developed wind-sea spectrum // J. Phys. Oceanogr., 1984. Vol. 14. P.1271—1285.

11. *Hasselmann K., Barnett T. P., Bouws E., Carlson H., Cartwright D. E., Enke K., Ewing J. A., Gienapp H., Hasselmann D. E., Kruseman P., Meerburg A., Müller P., Olbers D. J., Richter K., Sell W., Walden H.* Measurements of wind−wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // Dtsch. Hydrogr. Z. Suppl., 1973. Vol. 12, A8.

12. *Архипкин В.С., Косарев А.Н., Гиппиус Ф.Н., Мигали Д.И.* Сезонная изменчивость климатических полей температуры, солености и циркуляции вод Черного и Каспийского морей // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2013. № 5. С. 33—44.

13. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph, D.*The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc., 1996. Vol. 11, No. 3. P. 437—471.

14. *Kistler R., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Kalnay E., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M.* The NCEP–NCAR 50–Year Reanalysis: Monthly Means CD–ROM and Documentation // Bull. Amer. Meteor. Soc., 2001. Vol. 82. P. 247—267.

15. AVISO-Altimetry. 1996. AVISO user handbook for Merged TOPEX/Poseidon products. AVI-NT-02- 101, Edition 3.0. CLS, BP 1101, 18 av. Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 4, France.

16. *Arkhipkin V.S., Gippius F.N., Koltermann K.P., Surkova G.V.*Wind waves in the Black Sea: results of a hindcast study // Natural Hazards and Earth System Sciences, 2014. Vol. 14. P. 2883—2897 (DOI 10.5194/nhess-14-2883-2014).

17. *Абузяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С.* Оперативное океанографическое обслуживание. М., Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2009.

18. *Воеводин Вл.В., Жуматий С.А., Соболев С.И., Антонов А.С., Брызгалов П.А., Никитенко Д.А., Стефанов К.С., Воеводин Вад.В.* Практика суперкомпьютера "Ломоносов" // Открытые системы. Москва: Издательский дом "Открытые системы", № 7, 2012. С. 36-39.

F.N. Gippius, V.S. Arkhipkin, G.V. Surkova

Lomonosov Moscow State University, Moscow

REGIME OF WIND WAVES ON THE BLACK SEA ACCORDING TO HINDCAST COMPUTATIONS

Results of hindcast computations of wind wave parameters on the Black Sea for the period since 1949 till 2010 are shown. Computations are performed using the SWAN wind wave model and the NCEP/NCAR reanalysis. AVISO satellite altimeter data are used to validate the model output. Results of the computations are used to determine typical features of the spatio-temporal variability of wind waves on the Black Sea. The total duration, interannual and seasonal variability of storm waves are assessed as well.

Key words: Black Sea, wind waves, SWAN model, NCEP/NCAR reanalysis.

УДК 551.467.312

М.М. Гуменный, А.В. Холопцев

Севастопольский государственный университет,
кафедра «Судовождение и безопасность судоходства», г. Севастополь, Россия
mail@sbs-on-web.com

ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ ПРОЛИВА КАРСКИЕ ВОРОТА ПРИ СОВРЕМЕННОМ ПОТЕПЛЕНИИ КЛИМАТА

Выявлены современные тенденции межгодовых изменений среднемесячных значений ледовитости акваторий пролива Карские ворота и прилегающих к нему акваторий Карского и Печорского морей; показано их соответствие современным представлениям о возможных реакциях арктической криосферы на увеличение содержания в земной атмосфере парниковых газов. При дальнейшем развитии этих тенденций проходимость пролива в любые месяцы увеличится.

Ключевые слова: ледовитость, пролив Карские ворота, тенденция, синоптическое положение, парниковый эффект.

Ледовитость морских акваторий существенно влияет не только на состояние ландшафтов их побережий, но и на безопасность осуществляемого в них судоходства. Поэтому выявление тенденций ее изменений в различных районах Мирового океана, которые проявились в современный период, является актуальной проблемой физической географии и эксплуатации водного транспорта.

Наибольший интерес решение рассматриваемой проблемы представляет для акваторий, через которые проходят водные пути, обеспечивающие жизнедеятельность населения обширных регионов мира. Одними из них являются акваториипролива Карские ворота и прилегающих к нему районов Ю-З части Карского моря, а также Печорского моря, через которые проходит южный маршрут Северного морского пути (СМП) - настоящая дорога жизни для многих заполярных регионов России.

Поэтому выявление тенденций изменения ледовитости указанного участка СМП, которые проявились в последние годы, а также причин этого явления представляет существенный теоретический, а также практический интерес.

Основы современных представлений о причинах изменений ледовитости арктических морей заложены в работах Н.Н. Зубова [1], В.Ю. Визе [2], В.В. Шулейкина [3]. С.И. Кан показал, что на изменения ледовитости арктических морей существенно влияют предшествующие метеорологические факторы [4].

Установлено, что основными причинами изменений ледовитости арктических акваторий являются вариации характеристик приводного ветра, а также поверхностных течений. Эти факторы непосредственно приводят в движение их ледовые поля и влияют на потоки тепла, которые поступают к ним и определяют интенсивность их таяния.

К числу значимых факторов изменения синоптического положения над многими регионами мира, относится происходящее в современном периоде увеличение содержания в земной атмосфере парниковых газов, которое приводит к усилению парникового эффекта [5]. Это позволяет выдвинуть следующую гипотезу: происходящие изменения ледовитости акваторий пролива Карские ворота и прилегающих к нему районов Печорского и Карского морей могут являться следствием увеличения содержания в атмосфере парниковых газов. Выдвинутая гипотеза не тривиальна, поскольку значимое влияние на ледовитость рассматриваемых акваторий могут оказывать также изменения характеристик проходящих через них океанических течений.

Информация об изменениях ледовитости рассматриваемых районовАрктики, за период с января 1982 по январь 2016 г., представлена в Интернете [6]. Тем не менее, ранее адекватность выдвинутой гипотезы не оценивалась, а тенденции изменений ледовитости в XXI веке изучены недостаточно, что не позволяет их учитывать при планировании работы флота на южном маршруте СМП и освоении природных ресурсов Арктики [7].

Учитывая изложенное, целью работы является проверка адекватности выдвинутой гипотезы, а также выявление тенденций межгодовых изменений среднемесячных значений ледовитости рассматриваемых арктических акваторий, проявившихся в XXI веке.

Для достижения поставленной цели сопоставлены зависимости от времени среднемесячных значений ледовитости ряда арктических акваторий, соответствующие всем месяцам. К ним относятся акватории пролива Карские ворота, а также непосредственно прилегающих к нему районов Печорского и Карского моря. Таковыми являются арктические акватории, расположенные между меридианами 56°E и 62 ^{o}E, а также параллелями 73°N и 69 ^{o}N.

Как фактический материал о ледовитости изучаемых арктических акваторий использованы данные о ее среднемесячных значениях для различных месяцев, представленные в [6]для различных квадратов Мирового океана, размерами 1°X1^{o}, за период с января 1982 г.

Зависимости от времени среднемесячных значений ледовитости всех изучаемых арктических акваторий изучены для всех месяцев. Установлено, что в XXI веке в межгодовых изменениях их ледовитости проявились качественно новые тенденции.

Для районов, заключенных между параллелями71 ^{o}N и 70 ^{o}N (непосредственно в проливе), в период с 2007 года проявилась тенденция к уменьшению их ледовитости в любые месяцы. В тоже время для прибрежных районов в летние и в зимние месяцы, а для Новоземельского массива Карского моря в зимние месяцы выявлена противоположная тенденция.

В качестве примера, на рисунке 1 представлены зависимости от времени среднемесячных значений в январе ледовитости изучаемых районов, которые расположены между меридианами 56°E и 62°E и параллелями 71 ^{o}N и 70 ^{o}N.

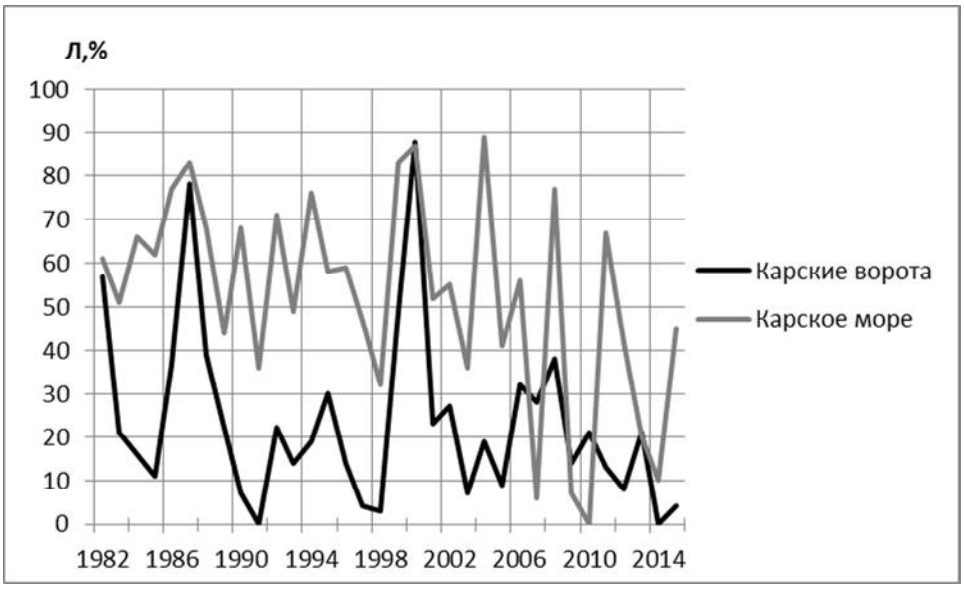


Рис. 1. Зависимости от времени среднемесячных значений в январе ледовитости изучаемых районов, которые расположены между меридианами 56°E и 62°E и параллелями 71 ^{o}N и 70 ^{o}N.

Как видно из рисунка 1, на всех рассматриваемых акваториях (как в проливе Карские ворота, так и в находящихся восточнее районах Карского моря), расположенных непосредственно по южному маршруту трассы СМП, среднемесячные значения их ледовитости в январе, в период с 2007 года снижаются. Последнее подтверждает, что выявленные тенденции не являются случайными.

Выявленные тенденции изменений ледовитости рассматриваемых арктических акваторий качественно соответствуют представлениям о возможных последствиях увеличения содержания в атмосфере парниковых газов [5, 8]. Последнее свидетельствует в пользу адекватности выдвинутой гипотезы, хотя, строго говоря, и не доказывает ее. Несмотря на это выявленные тенденции изменений ледовитости рассматриваемых арктических акваторий позволяют предположить, что при дальнейшем их развитии (возможном и при увеличении содержания в атмосфере парниковых газов), проходимость южного маршрута трассы СМП будет увеличиваться (а

ледовитость соответствующих акваторий снижаться) в любые месяцы. Уже в январе 2016 года ледовитость пролива Карские ворота и прилегающих к нему акваторий Печорского и Карского моря, заключенных между параллелями 71 ^{o}N и 70 ^{o}N, в январе снизилась до уровня 30-50%, что позволяет предполагать возможность более позднего завершения здесь навигации.

Следствием того же явления может быть повышение ледовитости прибрежных акваторий как Печорского, так и Карского моря, что целесообразно учитывать при проектировании для них различных гидротехнических сооружений и океанотехники[6].

Выводы

Таким образом, установлено:

1.Тенденции происходящих в XXI веке изменений ледовитости акваторий пролива Карские ворота и прилегающих к нему акваторий Печорского и Карского морей качественно соответствуют представлениям о возможных последствиях увеличения содержания в атмосфере парниковых газов.

2. При их дальнейшем развитии, ледовитость этого пролива и других акваторий на южном маршруте трассы СМП будет снижаться в любые месяцы, что позволяет предполагать возможность более позднего завершения здесь навигации, а также повышения безопасности судовождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зубов Н. Н**.** Морские воды и льды/ М. - Гидрометиздат, 1938г**.-** 454с.

2. Визе В. Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей.// Труды ААНИИ. – 1944. – Т.190. -273с.

3. Шулейкин В.В. Физика моря. - М.: Наука. - 1968. – 1083с.

4. Кан С.И. Современное состояние методов ледовых прогнозов на морях СССР.- “Океанология”.- 1967.- Т.7.- Вып. 5.- С. 786-792.

5. Climate Change 2007-Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to Assesment Report Four of the Intergovermental Pfnes of Climate Change (IPCC). Cambridge University Press. – Cambridge. UK. -2007. -973p.

6. База данных об изменениях ледовитости различных районов мира.

http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html.

7. Природный газ. Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации за 2012». Информационно-аналитический центр «Минерал».

8. Salby M. L. Fundamentals of Atmospheric Physics/ M. L. Salby- New York: Academic Press/ -1996. -560p.

УДК 551.46

Л. В. Зотов[1,2], В. М. Власова[1]

[1]МИЭМ, Национальный исследовательский университет Высшая Школа Экономики, Москва, ул. Таллинская, 34,
lzotov@hse.ru
[2]ГАИШ МГУ им М.В. Ломоносова

ВАРИАЦИИ ПРИДОННОГО ДАВЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ GRACE

Спутники-близнецы GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) позволяют изучать аномалии распределения масс на основе данных по гравитационному полю Земли, получаемых ежемесячно с 2002 г. в виде коэффициентов Стокса разложения гравитационного потенциала. В настоящее время GRACE – единственная космическая миссия, дающая возможность оценить вклад нестерической компоненты в изменения уровня моря. Однако для использования данных GRACE необходима фильтрация шумов. Данные по массе океана получены из наблюдения GRACE на сетке 1° x 1° по методике Chambers and Bonin (2012). Затем к ним применен многоканальный сингулярный спектральный анализ (МССА) для фильтрации данных GRACE и разделения главных компонент (ГК) с разными периодами. Это позволило получить карты долгопериодической, годовой и др. изменчивости придонного давления, выявить районы наибольших изменений.

Ключевые слова: гравитационное поле, GRACE, МССА, изменение уровня моря, масса океана, придонное давление.

Введение

Интерес к вопросу повышения уровня моря в нашу эпоху обусловлен происходящим на наших глазах изменением климата. Изменение температуры на Земле, отчасти происходящее из-за антропогенного глобального потепления, во многом регулируется океаном, теплоемкость которого на три порядка превышает теплоемкость атмосферы. Тепловое расширение верхнего (~1км) слоя океана, приток пресной воды из-за таяния ледников суши, изменчивость атмосферных ветров и давления, приводя к росту уровня моря, в последние десятилетия в среднем на 3 мм/год.

По последним данным около 145 миллионов человек живут на территории, с отметкой не выше 1 м от уровня моря [1]. Повышение уровня моря может оставить этих людей без крова. Только в Соединенных Штатах Америки 30% населения живет в прибрежных районах (до 200 км) Это делает крайне важным разработку как можно более точных прогнозов повышения уровня моря на ближайшие десятилетия. Имеющиеся на сегодня прогнозы неоднозначны, в частности из-за сложности моделирования поведения ледниковых щитов, наличия естественных колебаний [16],,

неопределенностей в прогнозах разных климатических моделей и связанных с этим разногласий среди исследователей [2].

Выделяют две компоненты, вносящие вклад в изменения уровня моря: стерическая (обусловлена изменениями плотности морской воды, прежде всего за счет изменений ее температуры или солености) и нестерическая (связана с изменением массы океана). GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) – уникальная ссутниковая технология, позволяющая оценить вклад именно нестерической компоненты в изменения уровня моря.

Для изучения стерических изменений проводятся океанографические экспедиции, создана система плавучих буйков ARGO, опускающихся до глубины в 1 км, а при всплытии передающих накопленные данные о температуре, солености и др. по спутниковым каналам связи. Мониторинг суммарных стерических и массовых вариаций уровня моря проводится альтиметрическими спутниковыми миссиями OSTM Jason, Envisat и др. Но только данные GRACE позволяют оценить вклад массовой (нестерической) компоненты в общий баланс изменений уровня моря.

О данных GRACE

Космические средства наблюдений в последние десятилетия внесли существенный вклад в научные исследования. Суммарный эффект от перераспределения масс в оболочках Земли приводит к изменениям гравитационного поля. Гравиметрия – наука с давней историей. Методы гравиметрических измерений совершенствовались на протяжении всего XX века. Но лишь космическая эра открыла путь к полномасштабному исследованию глобального гравитационного поля планеты, в том числе на труднодоступных протяженных территориях.

Технологическое достижение нашей эпохи – спутники-близнецы GRACE (NASA/DLR Gravity Recovery And Climate Experiment) были запущены с космодрома Плесецк 17.03.2002. Они дают возможность наблюдать ежемесячные изменения гравитационного поля Земли и работают уже в два раза дольше номинального срока службы. Несмотря на то, что заряд батарей в 10 раз сократился, миссия продлена до 2017 года, когда планируется запуск следующей подобной миссии GRACE Followon Mission. За приоритет в запуске такой миссии конкурируют США, Китай, Евросоюз.

Спутники GRACE находятся на околополярной орбите высотой около 500 км, следуя друг за другом на расстоянии - 220 км. Ускорение каждого спутника, возникающее при пролете над аномальными массами, оказывает влияние на дальность между двумя спутниками, которая измеряется микроволновым радаром в K-диапазоне. Эта дальность является исходной величиной, содержащей информацию о гравитационном поле. Центры данных, расположенные в Геофизическом институте GFZ (Потсдам), в Центре космических исследований CSR (Остин) и в Лаборатории

реактивного движения JPL (Пасадена) обрабатывают эти данные, принимая к учету показания набортных GPS, акселерометров, звездных камер, и др., получая продукт первого уровня (L1) [3]. Затем, с использованием сложного алгоритма решения обратной задачи с регуляризацией [4-5], внося поправки на эффект наложения частот от изменений атмосферного давления над сушей и океаном, поправки на твердотельный, океанический и полярный прилив и др., получают данные второго уровня (L2) [6], представляющие собой разложение ежемесячного гравитационного поля по коэффициентам Стокса на сфере со средним радиусом Земли [6-7].

Получение усредненного гравитационного поля (геоида) и его модели является основной целью космических гравиметрических миссий [8]. Современные модели включают измерения, полученные на спутниках CHAMP (CHAllenging Minisatellite Payload), GRACE и GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer). Однако GRACE также предоставляет ежемесячные аномалии (один месяц требуется для покрытия всей Земли). При вычитании среднего поля из ежемесячных коэффициентов Стокса, получаемых с GRACE, можно наблюдать изменения от месяца к месяцу с точностью до микроГала (1 Гал = 0.01 м/с²) и пространственным разрешением около 300 км. Ежемесячные файлы данных уровня L2 доступны на серверах GFZ, CSR, и JPL, но для их использования необходима фильтрация меридиональных коррелированных шумов, называемых полосами, или страйпами. Их причиной являются полярные орбиты обоих спутников, недостаточно хорошее отражение гравитационного сигнала и др. Научные группы работают над созданием оптимальных алгоритмов фильтрации этих шумов в данных GRACE.

В данной работе мы представляем результаты исследования изменений гравитационного поля океанов по данным GRACE. Новый метод обработки данных – многоканальный сингулярный спектральный анализ (MCCA) применяется нами для фильтрации данных и улучшения разделимости между компонентами сигнала, связанными с сезонными и долгопериодическими изменениями.

Мы опирались на данные GRACE релиз RL05, основанных на сферических гармониках, полученных центром GFZ. Коэффициенты C_{20} заменяются решениями из спутниковой лазерной локации согласно методу Cheng (2011). Значения C_{20}, полученные из наблюдений GRACE менее точны, чем SLR-значения. Коэффициенты первой степени (связанные с центром масс) вычислены по методике Swenson, Chambers и Wahr (2008). Эффекты послеледникового поднятия для дна океана (GIA) учтены по модели Geruo и Wahr (2013). Для выделения сигнала над океаном применены три фильтра. Первый фильтр предназначен для устранения шумовых полос (stripes) данных GRACE, имеющих меридиональное простирание. Второй – 500-километровый гауссовский фильтр, сглаживающий наблюдения GRACE,

ведя к лучшему согласию с альтиметрическими наблюдениями за вычетом стерических эффектов по данным ARGO. Третий фильтр состоит в обрезании гармоник со степенями и порядком выше 40-го. В дополнение к этому, специальная итерационная процедура применена для исключения проникновения гидрологического сигнала с континентов в область над океаном. Описанные выше обработка выполняется в соответствии с методикой Chambers и Bonin 2012 [17]. Мы используем готовый продукт в виде месячных файлов массы океана (придонного давления) на сетке с шагом 1°x1^{o} с сайта GRACE Tellus http://grace.jpl.nasa.gov/data/get-data/monthly-mass-grids-ocean/.

Результаты обработки

К описанным выше ежемесячным данным GRACE GFZ по массе океана (придонному давлению) релиза RL05 с 08.2002 по 04.2015 применен метод многоканального сингулярного спектрального анализа с параметром задержки L=60 (пять лет). Пятнадцать месяцев пропущенных данных были линейно проинтерполированы (всего N = 153 файла использовано). Отсутствие некоторых из месячных решений связано с поддержанием режима заряда аккумуляторных батарей при заходе спутников в тень и др.

Впервые мы применили МССА для фильтрации данных GRACE в [9]. Многоканальный сингулярный спектральный анализ является обобщением сингулярного спектрального анализа (ССА) для многокомпонентных (многоканальных) временных рядов [10–11, 12]. ССА, в свою очередь, основан на методе главных компонент (МГК), обобщенном для временных рядов таким образом, что вместо обычной корреляционной матрицы анализируется траекторная матрица. Ее получают вложением временного ряда в пространство размерности L. Параметр L именуют лагом, или длиной “гусеницы”. При L = 1 ССА вырождается в МГК (траекторная матрица без задержки (лага) становится ковариационной матрицей). Алгоритм ССА включает четыре этапа:

а) формирование траекторной матрицы,

б) ее разложение по сингулярным числам (SVD),

в) группировку сингулярных чисел,

г) восстановление главных компонент (ГК) посредством генкелизации.

Алгоритм ССА описан детально в [13-15]. МССА содержит ту же последовательность операций, но в нем траекторные матрицы, построенные для временных рядов в каждой точке географической сетки, объединяются в одну большую блочную матрицу, для которой выполняется SVD-разложение с последующим восстановлением главных компонент. Сумма всех главных компонент полностью соответствует исходному сигналу.

После применения МССА мы сгруппировали и исследовали некоторые компоненты сигнала. 1-му сингулярному числу соответствует медленный

тренд (ГК 1). 2-ое и 3-ее сингулярные числа были объединены в ГК 2, представляющую годовой цикл. 5-е и 6-е сингулярные числа оказалось соответствующим четырехлетней изменчивости (ГК 4). Компоненты больших порядковых номеров включают шумы и высокочастотную изменчивость.

Карта разности между 2014 и 2003 годами для тренда (ГК-1) показана на рис. 1. Видно, что к 2015 г. отрицательные аномалии образовались в области Антарктиды и Гренландии, что, вероятно, связано с притоком масс пресной воды с ледников. Заметны изменения, связанные с землетрясениями на Суматре и в Японии. Положительна аномалия над Беринговым проливом в Арктике может быть связан с нагоном воды и арктическим колебанием.

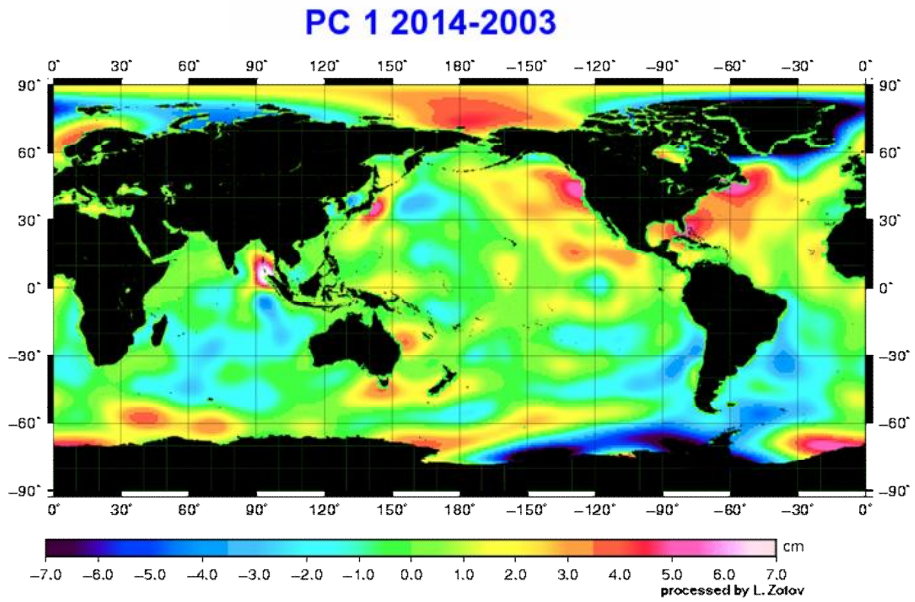


Рис.1 Медленные изменения придонного давления (тренд ГК-1) с 2003 по 2014 г.

Заключение

Мы использовали МССА для фильтрации данных и разделения главных компонент изменчивости массы океана, полученной из данных GRACE по методике Chambers, D.P. и J.A. Bonin [17] на сетке широт и долгот с шагом в 1°. Удалось разделить долговременный тренд, годовое и четырехлетнее колебание, отфильтровать шумы. Особенно интересны медленные изменения придонного давления (рис. 1), вносящие непосредственный вклад в изменения уровня моря, а также через изменения тензора инерции Земли, влияющие на ее вращение.

Метод коррекции данных GRACE на основе отсечения малых сингулярных чисел уже используется французским космическим агентством CNES для получения собственного продукта уровня L2. На сайте GRACE Tellus также имеется продукт (набор данных), полученных на основе объединения первых пятнадцати компонент эмпирического ортогонального

разложения (EOF) придонного давления на сетке по данным GRACE. Это говорит о своевременности использования МССА с перспективой создания своего собственного продукта на основе данных GRACE. МССА имеет большую гибкость, чем EOF. Он может быть полезным не только для обработки данных GRACE, но и других спутниковых данных, например, по альтиметрии, концентрации водяных паров в атмосфере, осадкам и др. [15].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Crowell M., Edelman S., Coulton K., McAfee S.* How many people live in coastal areas?// Journal of Coastal Research, 23(5), http://www.jstor.org/stable/4496121

2. *Willis J.K., Chambers D.P., Kuo C.-Y., Shum C.K.* Global sea level rise: Recent progress and challenges for the decade to come. // Oceanography, 23(4):26–35, doi:10.5670/oceanog.2010.03.

3. *Case K., Kruizinga G, Sien-Chong Wu*, GRACE Level 1B Data Product User Handbook, 2004, ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/grace/doc/Handbook_1B_v1.2.pdf

4. *Tikhonov A.N., Leonov A.S., Yagola A.G.* Nonlinear Ill-Posed Problems, Chapman and Hall, N.Y, London, 1998.

5. *Wang Y.F., Yagola A.G., Yang C.C.* Computational Methods for Applied Inverse Problems, De Gruyter & Higher Education Press, Beijing, 2012.

6. *Bettadpur S.* Level-2 Gravity Field Product User Handbook, ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/grace/doc/L2-UserHandbook_v2.3.pdf

7. *Пантелеев В.Л.,* Теория фигуры Земли. Курс лекций, 1990 http://lnfm1.sai.msu.ru/grav/russian/lecture/tfe/index.html.

8. *Kenyon S. et al.* Toward the next Earth gravitational model // SEG Annual Meeting, San-Antonio, 2007.

9. *Rangelova E. et al.* Spatiotemporal Analysis of the GRACE-Derived Mass Variations in North America by Means of Multi-Channel Singular Spectrum Analysis. // IAG Symposia 135, Springer, Berlin/Heidelberg, 2010.

10. *Jollife I.T.* Principal Component Analysis, Springer, New York, 2001.

11. *Golyandina N., Nekrutkin V., Zhigljavskyet A*. Analysis of time series structure: SSA and related techniques,// Chapman & Hall/CRC, N.Y. – London. 2001.

12. *Reager J.T., Thomas B.F., Famiglietti J.S.* River basin flood potential inferred using GRACE gravity observations at several months lead time // Nature Geoscience, doi:10.1038/ngeo2203, 2014.

13. *Зотов Л.В., Фролова Н.Л., Телегина А.А.* Изменения гравитационного поля в бассейнах крупных рек России по данным GRACE // Альманах современной метрологии, 2015, №3.

14. *Голяндина М.* Метод “гусеницы-ССА”: анализ временных рядов. СПБ.: ВВМ, 2004.

15. *Zotov L.,* Application of Multichannel singular spectrum analysis to geophysical fields and astronomical images // Advances in Astronomy and Space Physics, 2: 82-84, 2012.

16. *Зотов Л.В, Бизуар К., Шум С.К.* О возможной взаимосвязи вращения Земли и изменений климата в последние 150 лет // Труды конференции Пулково-2015

17. *Chambers, D.P. and J.A. Bonin:* Evaluation of Release 05 time-variable gravity coefficients over the ocean.// Ocean Science 8: 859-868, 2012, www.ocean-sci.net/8/859/2012

Zotov L.V.[1,2], Vlasova V.M.[1]

[1]*MIEM NRU HSE*
[2]*SAI MSU*

VARIATIONS OF BOTTOM PRESSURE FROM GRACE

Twin satellites GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) allow to study the mass distribution based on the Earth's gravitational field data. The data are collected since 2002 in form of monthly solution for the Stokes coefficients of the gravitational potential expansion on the sphere. Currently, GRACE is a unique satellite technology that permits us to evaluate the contribution of nonsteric components to sea level rise. However, to use GRACE data it is necessary to filter noises. The data over the ocean mass on the grid 1° x 1° obtained by Chambers and Bonin (2012) technique was used.We use the Multichannel Singular Spectrum Analysis (MSSA) for its filtering and the separation of the principal components (PC's) with different periods. It allowed to get the maps of long-time trends, annual and 4-years variability of the ocean bottom pressure and study the regions of their largest changes.

УДК 504.3.054

Д.В. Калинская, В.В. Суслин

Морской Гидрофизический Институт РАН. ул. Капитанская, 2, Севастополь, 299011, Россия
kalinskaya_d_v@mail.ru

ИССЛЕДОВАНИЕ СВОЙСТВ АЭРОЗОЛЕЙ НАД ЧЁРНЫМ МОРЕМ ВО ВРЕМЯ СОБЫТИЯ ПЫЛЕВОЙ БУРИ 2015 ГОДА

Проанализированы спутниковые изображения AQUA и TERRA MODIS и данные результатов измерений оптических характеристик пылевого аэрозоля посредством сети AERONET во время события выноса пылевого аэрозоля осенью 2015 года. Описаны оптические свойства аэрозоля в столбе атмосферы, а также представлен анализ динамики пространственной изменчивости, распределения частиц пыли по размерам. Проведён сравнительный анализ данных станций GalataPlatform,Gloria, Eforie, Kuwait_University и Sevastopol во время переноса пылевого аэрозоля. Определены характеристики пространственной изменчивости аэрозоля на разных высотах во время событий переноса пыли.

Ключевые слова: Черное море, AERONET, пылевой аэрозоль, параметр Ангстрема, спутниковые изображения, распределение частиц по размерам.

Введение. События выноса пылевого аэрозоля со стороны Азии и Сахары по направлению стран Европы характерны чаще всего для весеннего сезона, но, как известно, их также можно наблюдать и в течение всего года [1–4]. Существенная изменчивость, свойственная аэрозолю, обусловлена многообразием типов аэрозольных частиц (химического состава, размеров) и процессов их трансформации в атмосфере под влиянием многочисленных факторов – метеоусловий, атмосферной циркуляции, солнечной инсоляции, а также вида подстилающей поверхности как одного из важных источников аэрозоля. Значительные изменения аэрозольной оптической толщины во время вторжения в атмосферу большого количества пылевого аэрозоля существенно изменяют прозрачность атмосферы [2, 3], а также влияют на безопасность работы авиации [5], что является особо актуальным в следствие военного конфликта на территории Ближнего Востока. Различные вещества, включая токсичные металлы могутпереноситься с пылью на значительные расстояния.

В сентябре 2015 года была зафиксирована необычная пыльная буря, возникшая на Ближнем Востоке, которая соединила в себе характеристики двух природных явлений – хабуба и шамаля. Хабуб возникает в следствие штормовых фронтов и часто принимает форму сплошной стены из песка и пыли. Подобно грозам, хабуб возникает внезапно и, как правило,

отличается непродолжительным характером (Большая советская энциклопедия. М.: Советская энциклопедия.1969–1978). Затяжные, масштабные пыльные бури, которые могут длиться до нескольких дней, в Ираке и странах Персидского залива обычно связывают с шамалем (северо-западным ветром). Впервые специалисты НАСА заметили эту бурю на спутниковых снимках 31 августа, когда она проходила вдоль границы между Ираком и Сирией. Сначала перенос был зафиксирован в сторону Персидского залива, а затем и в сторону Средиземного и Черного морей. Начало процессу положил низкий циклон из Европы, который в конце августа - начале сентября сместился на Ближний Восток. 1 сентября с помощью сканирующего спектрорадиометра среднего разрешенияMODIS, установленного на американском спутнике «Terra» была зафиксирована редкая по видуциклоническаяпыльная буря над Ираком, влияние которой постепенно усиливалось.

Целью данной работы является:

1.исследование оптических, микрофизических и пространственно-временных характеристик атмосферного аэрозоля над Черным морем во время события пылевой бури, зафиксированной осенью 2015 года со стороны Сирии;

2. по полученным данным подтвердить или опровергнуть наличие пылевого аэрозоля пустыни со стороны Сирии над исследуемым регионом

3. провести сравнительный анализ оптических характеристик пылевого аэрозоля для данного события и пылевого аэрозоля пустыни Сахара.

Аппаратура и данные. Данные измерений, представленные в статье, были получены посредствомприбора CE-318, который является всепогодным программируемым спектральным спектрофотометром и может продолжительное время работать в автономном режиме. Спектрофотометр предназначен для автоматического сканирования Солнца и небосвода, накопления и передачи на Платформу Сбора Данных (DCP) результатов измерений (Интернет, каналы спутниковой связи и др.) [6]. Измерения ослабления прямого солнечного излучения проводятся на всех длинах волн, причем частота измерений зависит от величины атмосферной массы в направлении на Солнце. Стандартнаямодель прибора CE-318 оснащена интерференционными фильтрами с полосами пропускания: 340, 380, 440, 500, 870, 940 и 1020 нм.

До 2015 года на базе Морского Гидрофизического Института располагалась станция международной сети AERONET, позволяющая осуществлять измерения основных оптических характеристик, а также микрофизических параметров атмосферы. Однако с 5 марта 2015 года измерения были прекращены. Анализировать атмосферный аэрозоль над Черным морем на данный момент можнопо данным станций Galata Platform (Болгария), Eforie (Румыния), Gloria (Румыния).

Результаты.Основным способом измерения важнейших оптических характеристик атмосферы – АОТ (аэрозольной оптической толщины), параметра Ангстрема (α) и содержания водяного пара (W) – являются измерения ослабления в атмосфере спектрального состава прямой солнечной радиации.

Для исследуемого периода использовались данные только для двух станций GalataPlatform и Gloria (данные level 1.5), т.к. на станции Eforie было сделано всего 5 измерений (четыре измерения за 13.09.2015 и одно измерение за 15.09.2015).

Для пылевого аэрозоля по данным многих исследований [3, 4, 7-13] зачастую характерны высокие значения АОТ, низкие значения показателя Ангстрема и превалирование крупной фракции в графике распределения частиц по размерам. На первом этапе исследования опираясь на метеорологические данные, а именно сведения, что изначально пылевой аэрозоль со стороны Сирии сместился в сторону Персидского залива, были проанализированы данныеAERONET станции Kuwait_University, расположенной на северной части побережья залива. Были получены аномально низкие (порой даже отрицательные) значения параметра Ангстрема и высокие значения АОТ, что характерно для пылевого типа аэрозоля.

Вторым этапом исследования было проведение сравнительного анализа оптических характеристик пылевого аэрозоля на станции непосредственно близко расположенной к источнику выброса пыли и оптическими характеристиками аэрозоля для черноморских станций.

Анализ основных оптических характеристик на станциях западной части Черного моря не выявил длительного периода с аномально высокимизначениямиаэрозольной оптической толщины, однако резкий скачок в область низких значений параметра Ангстрема для станций GalataPlatform и Gloria был зафиксирован для одной даты: 6 сентября. Значения параметра Ангстрема ниже 0.7 характерно для крупных пылевых частиц. Однако, при анализе вклада крупной и мелкой взвеси в общее распределение аэрозольной составляющей для периода пылевой бури не было выявлено сильного роста показателя крупных частиц в атмосфере над данным регионом ни для одной станции. На исследуемых станциях 6 сентября только во второй половине дня по данным измерений прибора CIMEL был выявлен незначительный рост содержания крупной взвеси в атмосфере.

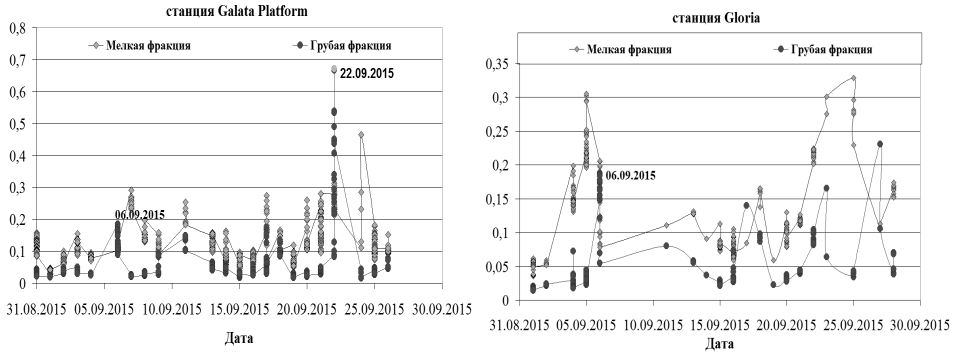


Рис.1. Микрофизические характеристики аэрозоля для двух черноморских станций.

Анализ обратных семидневных траекторий показал 6 сентября перенос со стороны пустыни Сахара. Распределение по высоте воздушных масс при различных начальных значениях давления (Рис. 2) демонстрирует перенос пылевого аэрозоля на 3 черноморских станциях по нескольким высотам. Семидневные обратные траектории, построенные за месяц отдельно по каждому аэрозольному слою для исследуемых станций показал двухдневный перенос (3 и 4 сентября на высоте 500 гПа) на станции Gloria со стороны Сирии (Рис 2d (красные линии)). Предполагается, что перенос на этой высоте мог повлиять на величины значений основных оптических характеристик, изменчивость которых, однако, была зарегистрирована несколькими днями позже (6 сентября).

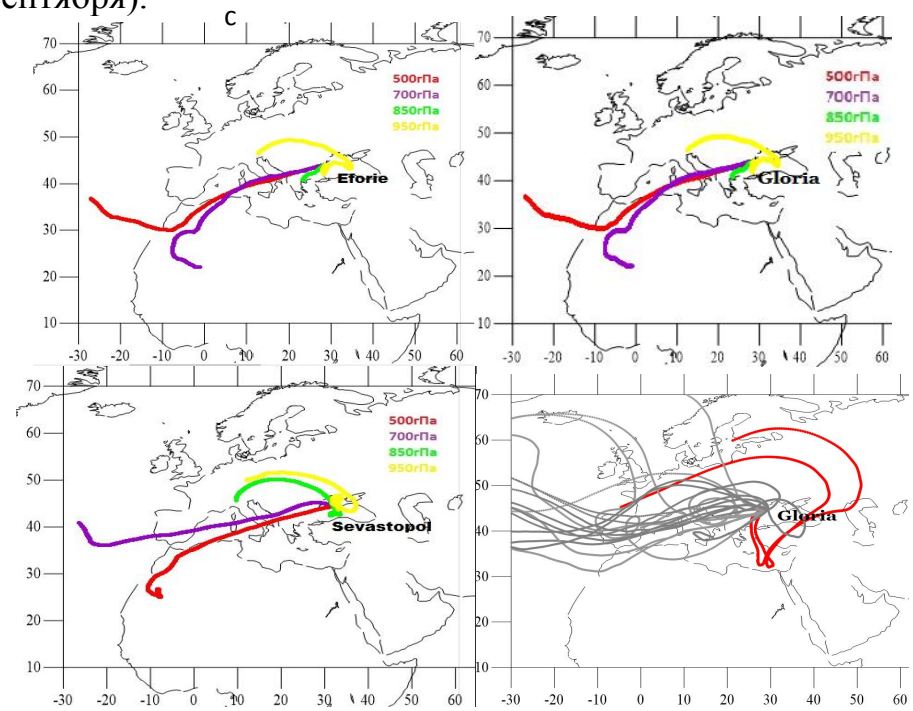


Рис. 2. Семидневные обратные траектории за 6 сентября 2015г для станций:(a) Eforie, (b) Sevastopol, (c) Gloria, (d) на станции Gloria за период 1.09-20.09.2015 года для слоя 500гПа по данным сайта http://aeronet.gsfc.nasa.gov)

Данные обратных траекторий, обработанные алгоритмом пространственно-временной локализации источников приземного аэрозоля [13] за 6 сентября показали увеличение интенсивности восходящего потока над пустыней Сахара.

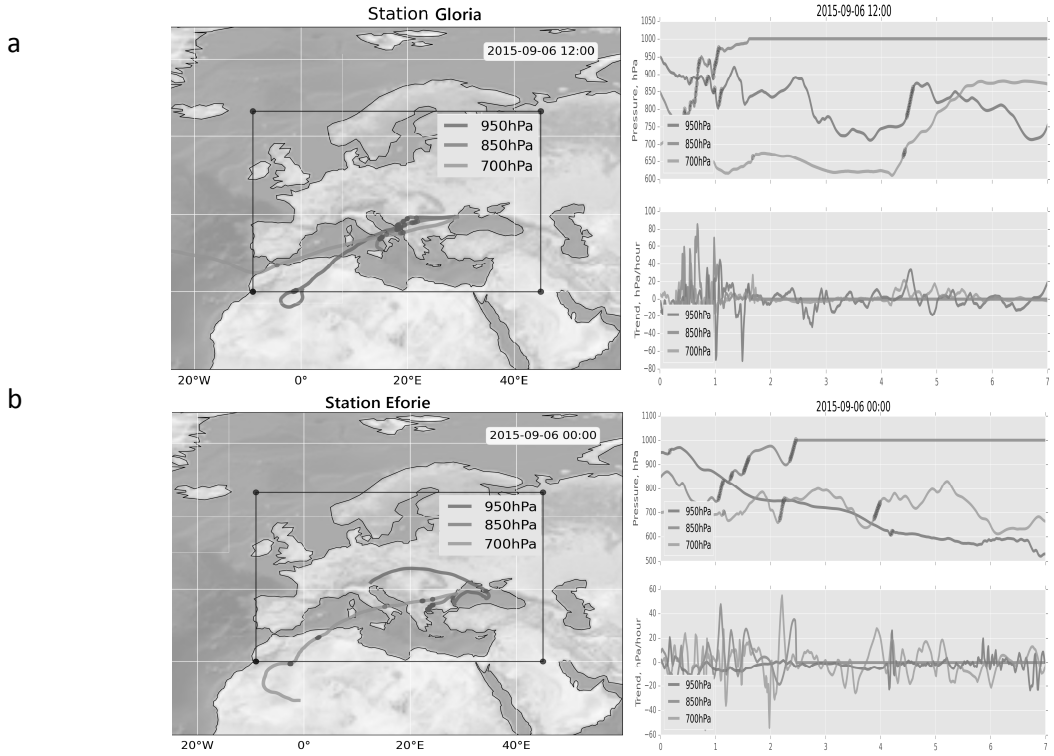


Рис. 3. Семидневные обратные траектории для случая переноса пылевого аэрозоля при различных начальных значениях давления с выделенными (зеленым) участками восходящих потоков аэрозоля, полученные по методике [5] для станций (a) Gloria, (b) Eforie.

Согласно методике, преобладающий тип аэрозоля может быть обнаружен в том случае, когда он находится на высоте до 700 гПа над исследуемым регионом. Анализ обратных семидневных траекторий показал перенос со стороны сирийской пустыни для двух дней исследуемого периодана 500 гПа как по данным AERONET (рисунок 3d), так и по данным лаборатории NOAA Air Resources Laboratory модели HYSPLIT (рисунок 4).

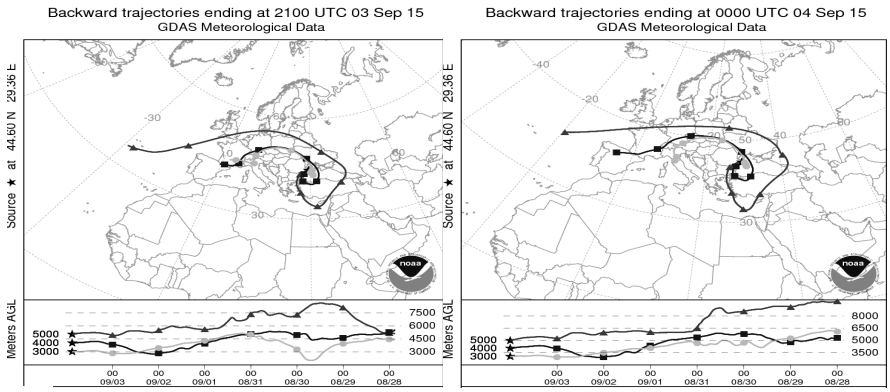


Рис. 4. Семидневные обратные траектории за 3 и 4 сентября 2015 г. для случая станции Gloria по данным модели HYSPLITNOAA Air Resources Laboratory (http://www.arl.noaa.gov).

Микрофизика. Модель AERONET инвертирует рассеяние небосвода одновременно на всех доступных длинах волн для сценариев полного солнечного альмукантарата или сценария измерений в основной плоскости работы прибора (~2.0° < Θ) одновременно с измерениями аэрозольной оптической толщины τ (λ) на тех же самых длинах волн. В зависимости от модели радиометра Cimel измерения могут быть проведены на всех или некоторых спектральных каналах: 0.34, 0.38, 0.44, 0.5, 0.675, 0.87, 1.02 и 1.64 μm.

Разделение на мелкую (тонкую) и грубую фракций: алгоритм инверсии находит минимум в интервале распределения частиц по размерам от 0,439 до 0,992 μm. Этот минимум используется в качестве начальной точки разделения между частицами мелкой и крупной фракции. Используя это разделение алгоритм моделирует оптическую толщину, фазовую функцию и альбедо однократного рассеяния тонкой и грубой фракций отдельно.

Анализ распределения частиц по размерам подтвердил наличие в атмосфере крупных частиц пыли над регионом Черного моря 6 сентября 2015 года.

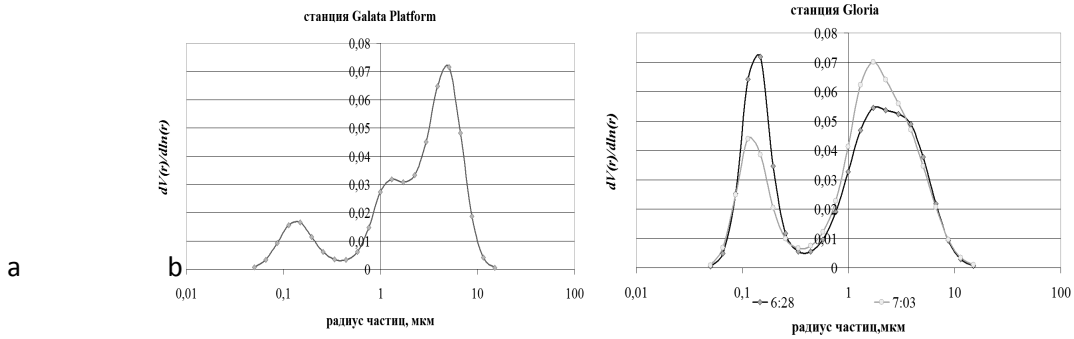


Рис. 5. Распределение частиц по размерам для 6 сентября 2015 г. на станциях *GalataPlatform*и*Gloria* (по данным сайта http://aeronet.gsfc.nasa.gov).

Исследования оптических и пространственно-временных характеристик пылевого аэрозоля во время пылевого события в сентябре 2015 года показали отличия как микрофизических, так и основных оптических характеристик пылевой бури Сирии от характеристик пылевого аэрозоля пустыни Сахара [12]. Пылевой аэрозоль, наблюдаемый в исследуемый период характеризуется комбинированным составом как мелких, так и крупных частиц в эквивалентном соотношении. Анализ показателя преломления для характеристик пылевого аэрозоля за 6 сентября 2015 года показал отклонения от нормального (среднестатистического для нашего региона) распределения.

Выводы:

1. Аэрозоль, наблюдаемый за период сильной пылевой бури, достигший региона Черного моря, характеризуется комбинированным составом как мелких, так и крупных частиц в эквивалентном соотношении.

2. Пыльная буря, возникшая на Ближнем Востоке, соединила в себе характеристики сразу двух природных явлений, однако, несмотря на большую интенсивность, исследования пространственно-временных характеристик пылевого аэрозоля не подтвердили присутствие пылевого аэрозоля со стороны Сирии над регионом Черного моря

3. За исследуемый период был обнаружен день экстремального выброса пылевого аэрозоля, однако не со стороны Сирии, а со стороны пустыни Сахара (6 сентября 2015г)

Благодарность: Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-35-00179 и гранта РФФИ 14-45-01516 р_юг_а. Авторы благодарят проект AERONET и в частности B.N. Holben, G.Zibordi, Sabina Stefan, Hala Khalid Al-Jassar за предоставленные данные.

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. *LiZ., ChenH., Cribb M., Dickerson R., HolbenB., Li C., Lu, D., Luo Y., Maring H., Shi G., Tsay S.-C., Wang, P., Wang Y., Xia X., Zheng Y., Yuan T., Zhao F.* Aerosol optical properties and its radiative effects in northern China. J. Geophys. Res. 2007, 112, doi: 10.1029/2006JD007382.

2. *Li Z., Chen H., Cribb M., Di:ckerson R., Holben B., Li C., Lu D., Luo Y., Maring H., Shi G.* Preface to special section on East Asian studies of tropospheric aerosols: An international regional experiment (EAST-AIRE). J. Geophys. Res. 2007, 112, doi: 10.1029/2007JD008853.

3. *Tsunematsu N., Kai K., Matsumoto T.* The influence of synoptic-scale air flow and local circulation on the dust layer height in the north of the Taklimakan Desert. Water Air Soil Pollut. Focus 2005, 5, 175–193.

4. *Logan T., Xi B., Dong X., Obrecht R., Li Z., Cribb M.* A study of Asian dust plumes using satellite, surface, and aircraft measurements during the INTEX-B field experiment. J. Geophys. Res. 2010, 115, doi: 10.1029/2010JD014134.

5. *Pope C.A.* Air pollution and health—Good news and bad. N. Engl. J. Med. 2004, 351, 1132−1134.

6. *Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buts J.P., Setzer A., Vermote F., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajama T., Lavenu F., Jankoviak I., Smirnov A.* AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization//Remote Sensing & Environment. – 1998.- N.66.- Pp.1-16.

7. *Sun Y., Zhuang G., Wang Y., Zhao X., Li J., Wang Z., An Z.* Chemical composition of dust storms in Beijing and implications for the mixing of mineral aerosol with pollution aerosol on the pathway. J. Geophys. Res. 2005, 110, doi: 10.1029/2005JD006054.

8. *ХромовС.П., ПетросянцМ.А.*Метеорологияиклиматология. Изд. МГУ, Наука, 2006.

9. *Муравьев А.В.* Режимы атмосферной циркуляции и долгосрочный метеорологический прогноз. Глава I. Дис. на соиск. уч. ст. докт. физ. мат. наук. ГМЦ России, 2006.

10. *Яковлева Д.В., Толкаченко Г.А.*Исследование дневной изменчивости аэрозольной оптической толщины атмосферы над Черным морем // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: МГИ НАН Украины. - 2008. – Вып. 16. - С. 212 – 223

11. *КондратьевК.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В.* Атмосферный аэрозоль. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 224 с.

12. *Калинская Д.В.* Исследование особенностей оптических характеристик пылевого аэрозоля над Чёрным морем // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: МГИ НАН Украины. - 2012. - Вып. 26(2). - С. 151-162.

13. *Калинская Д.В., Суслин В.В.* Простая методика определения источников приземного аэрозоля на основе результатов анализа обратных траекторий// Фундаментальная и прикладная гидрофизика, том 8, вып 1,2015, -С. 59-67.

УДК 551.515.2

О.Я. Катаманова, А.В. Баранюк

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43
oyakat@mail.ru

АЛГОРИТМ ОБНАРУЖЕНИЯ ЦЕНТРА ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОНА И ОЦЕНКА ЕГО ИНТЕНСИВНОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО МИКРОВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Тропические циклоны (ТЦ) являются одним из наиболее опасных природных явлений, которые сопровождаются человеческими жертвами и приводят к большому экономическому ущербу. Важной проблемой является точное определение положения центра ТЦ и оценка его интенсивности (давления в центре и скорости ветра). Определение координат центра по спутниковым видимым и ИК изображениям на ранних стадиях развития ТЦ и в ситуациях, когда глаз ТЦ прикрыт облачностью, крайне затруднено. В таких случаях могут быть использованы данные микроволновых радиометров. Был разработан метод автоматического определения центра ТЦ по измерениямусовершенствованного микроволнового зондировщика ATMSco спутника SuomiNPP и радиометра МТВЗА-ГЯ со спутника Метеор-М №2 на частотах в полосе поглощения кислорода. Для оценки интенсивности ТЦ используется приращениеяркостной температуры центра ТЦ $T_{яц}$относительно фона$T_{яф}$, обусловленное тепловой аномалией в ядре.Разработанный метод был применен к 147 случаям ТЦна различных стадиях развития над Тихим и Атлантическим океанами за период 2012-2015 гг. Определеназависимость понижения давления в центре ТЦ от амплитуды приращения $\Delta T_я = T_{яц} - T_{яф}$.

Ключевые слова: спутниковые измерения, микроволновая радиометрия, ATMS, МТВЗА-ГЯ. SuomiNPP, Метеор-М№2, тропический циклон, алгоритм, тепловая аномалия, центр ТЦ, интенсивность ТЦ.

Характеристикой интенсивности ТЦ служит амплитуда тепловой аномалии – разность температурвоздухамежду центром$T_ц(h)$ и невозмущенной областью $T_п(h)$ (периферией), где h – высота над поверхностью океана.яркостныхМаксимальное значение тепловой аномалии $\Delta T(h) = T_ц(h) - T_п(h)$ наблюдается на высотах $h = 10\text{-}13$ км [1, 2, 3], но для некоторых циклонов максимум располагается ниже [4]. Важно подчеркнуть, что горизонтальный размер аномалии максимален в интервале высот, где максимальна величина $\Delta T(h)$. На бóльших и меньших высотах амплитуда аномалии может быть значительной, но ее горизонтальный размер уменьшается, что затрудняет оценку амплитуды аномалии, если ширина диаграммы направленности антенны спутникового микроволнового (МВ) радиометра превышает ее размер. Вертикальный профиль температуры $T(h)$

может быть восстановлен из измерений яркостных температур$T_я(\nu)$ на частотах ν в области полосы поглощения молекулярного кислорода 50-70 ГГц. Спутниковые измерения в этом диапазоне начались в 1980 г.[5, 6] и в настоящее время выполняются соспутников SuomiNPP [7], FY-3 [8], NOAA [3], спутников DMSP 5D-3F17, F19.

Связь яркостной температуры восходящего излучения атмосферы с $T(h)$ описывается выражением

$$T_я^{\uparrow} = \int_0^H T(h)K(\upsilon, h, \theta)dh,$$

где $T(h)$ - вертикальный профиль температуры атмосферы, h – высота над уровнем моря, θ– угол сканирования. $K(\nu,h,\theta)$ – весовая функция, характеризующая вклад различных слоев атмосферы в регистрируемую на спутнике яркостную температуру:

$$K(\upsilon,h,\theta) = \gamma(\upsilon,h,\theta)e^{-\int_h^{\infty}\gamma(\upsilon,h')\sec\theta dh'}\sec\theta,$$

где γ – поглощение в атмосфере на единицу длины в направлении надира.

На рисунке 1 показаны графики весовых функций $K(\nu,h,\theta)$ на частотах кислородных каналов МВ радиометров ATMS (спутник SuomiNPP) [7] и МТВЗА-ГЯ (спутник Метеор-М №2) [9] при зондировании в надир $\theta = 0°$, и под углом $\theta = 65°$, соответственно. Вычисления выполнены по программе расчета спектров собственного радиотеплового излучения системы атмосфера–подстилающая поверхность[9].

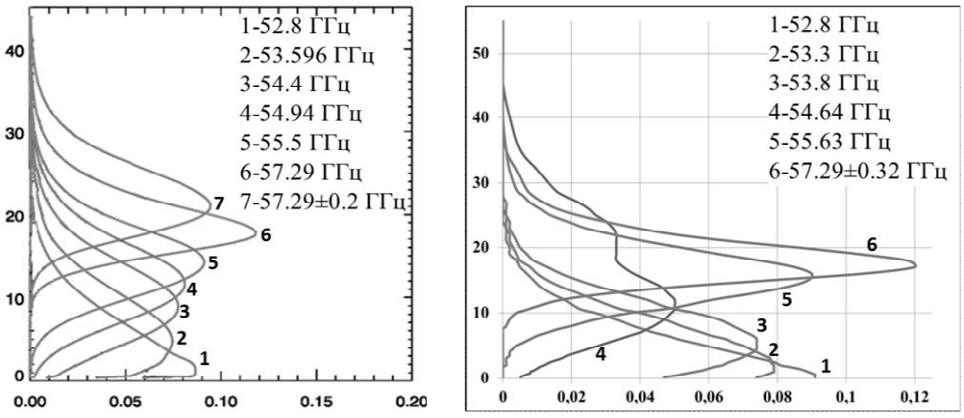


Рис. 1. Весовые функции для МВ радиометров ATMS ($\theta = 0°$, слева) и МТВЗА-ГЯ ($\theta = 65°$, справа) на частотах в полосе поглощения кислорода.

Из результатов моделирования следует, что с ростом частоты зона максимальных значений $K(\nu,h,\theta)$ перемещается изнижней тропосферы (ν = 52.8 ГГц) в стратосферу (ν = 57.290344±0.3222±0.1 ГГц). При увеличении θ полуширина $K(\nu,h,\theta)$ уменьшается, а максимум смещается вверх [1, 2].

Для автоматического поиска центра ТЦ и определения тепловой аномалии ТЦ по данным спутниковых МВ зондировщиков ATMS и МТВЗА-ГЯ был разработан алгоритм, реализованный на языке программирования Matlab.В качестве входных параметров используются яркостные температуры на частотах 54.4, 54.94 и 55.5 ГГцдля ATMS и 53.8 и54.64 ГГц для МТВЗА-ГЯ. Спутниковые данные были предоставлены сервисом CLASS NOAA http://www.nsof.class.noaa.gov (ATMS) и НТЦ «Космонит» ОАО «Российские космические системы» (МТВЗА-ГЯ).В процессе выполнения программы определяется пиксель с максимальным значением яркостной температуры ($T_{\text{ямакс}}$)на частотах ν = 54.94ГГц (ATMS) и 54.64ГГц (МТВЗА-ГЯ).Тепловаяаномалия $\Delta T_{\text{я}}$. регистрируется, еслиразность между $T_{\text{ямакс}}$ (яркостной температурой в центре ТЦ) и средней яркостной температурой фона($T_{\text{яфон}}$), превышает 3 СКО (среднеквадратичное отклонение)$T_{\text{яфон}}$. Далее проверяются значения $\Delta T_{\text{я}}$ на близких частотах и выбирается максимальное из них.

После обнаружения центра ТЦ и регистрации тепловой аномалии строятся сечения через теплое ядро ТЦ вдоль и поперек направления полета спутника (по 40 пикселей в каждую сторону).В файлы выходных данных записываются данные о дате и времени получения изображения, координаты центра ТЦ,$T_{\text{ямакс}}$, $T_{\text{яфон}}$ и $\Delta T_{\text{я}}$на выбранной частоте.

На рисунке 2 показан пример регистрации теплого ядратайфуна Dolphin по измерениямATMSна частоте 55.5 ГГц 16 мая 2015 г.в 16:20 Гр. при минимальном давлении в центре $P_{\text{ц}} \approx 925$ мби профиль яркостной температуры через центр ТЦ от 10 до 24°с.ш.

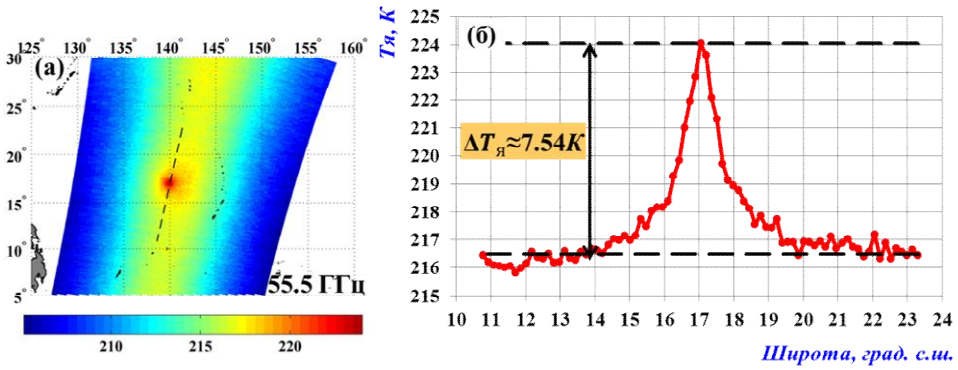


Рис. 2. Тайфун Dolphin16 мая 2015 г. в 16:20 Гр. Давлении в центре ТЦ$P_{\text{ц}} \approx 925$ мб. Поле яркостной температуры по измерениям ATMS на частоте 55.5 ГГц (а). Профиль яркостной температуры через центр тайфуна(б). Пунктирная линия на (а) показывает положение сечения.

Данные радиометра МТВЗА-ГЯ во время подготовки работы не былипрокалиброваны, и поэтому определение тепловой аномалиивыполнялось по антенным температурам. Приращение антенных температур МТВЗА-ГЯ было меньше, чем приращение яркостных по данным

ATMS, что также объясняется отличием геометрии зондирования и шумов радиометра.

Предлагаемая методика была применена к 60ТЦ, которые на различных стадиях развития наблюдались над Тихим и Атлантическим океанамив 2012-2015 гг.Для анализа было отобрано 146 случаев зондированияТЦ, которые находилисьв центральной части полосы обзора ATMS, ограниченной диапазономуглов визирования $\theta \leq 22°$.Для оценки связи давления в центре ТЦ, основного параметра, характеризующего интенсивность ТЦ, с величиной тепловой аномалии были найдены коэффициенты линейной регрессии в уравнении $\Delta P_{ц} = f(\Delta T_{я})$, где $\Delta P_{ц} = 1005\text{-}P_{ц}$ –падение давления в центре ТЦ относительно 1005мб.

$$\Delta P_{ц} = 10.503\Delta T_{я} + 1.75 \quad (1)$$

Корреляция между $\Delta P_{ц}$ и $\Delta T_{я}$ составила 0.85 (рис. 3).

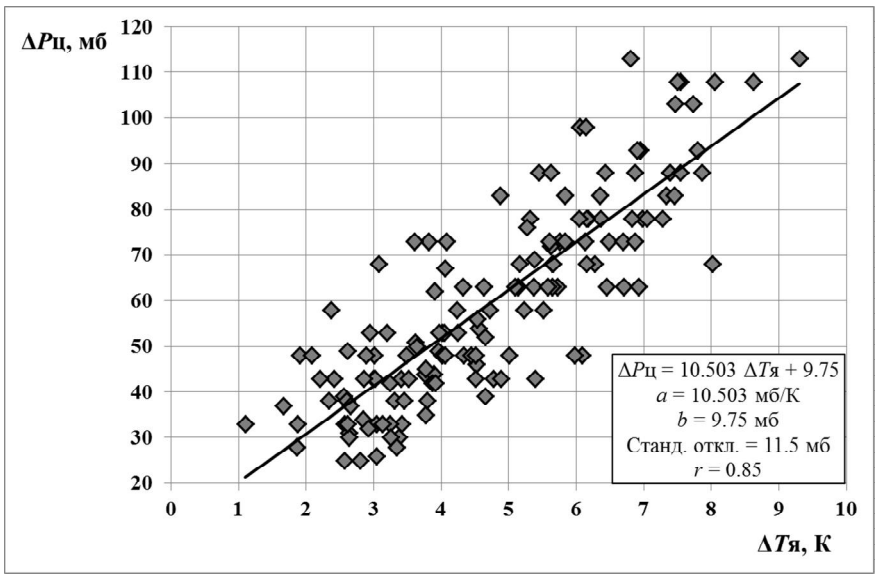


Рис. 3. Зависимость понижения давления в центре ТЦ $\Delta P_{ц}$ от приращения яркостной температуры на частоте.

Вычисление оценок значений коэффициентов линейной регрессии выполнялось по методу наименьших квадратов. После этого была выполнена проверка с помощью критерия Фишера на адекватность линейной модели и значимость коэффициентов линейной регрессии при уровне значимости 99%. В результате проведения данных проверок адекватность линейной модели и значимость коэффициентов линейной регрессии подтвердилась.

Восстановленныепо формуле (1) значения давления в центре ТЦ$P_{ц}$ могут служить для определения максимальной скорости ветра $W_{макс} = f(P_{ц})$[10].

Случаи, гдезначения$\Delta P_{ц}$ далеко отстают от линии регрессии, требуют детального рассмотрения и анализа. Разница между расчетными и измеренными значениями давления в центре и максимальной скоростью

ветра ТЦ может быть связана с небольшим размером глаза (в регистрируемую зондировщиком яркостную температуру теплого ядра может входить излучение стены глаза), что требует дальнейшего изучения.

Вычисление регрессионных соотношений с учетом новых данных позволит снизить погрешность оценки$P_{ц}$и $W_{макс}$по $\Delta T_{я}$.

Работа частично поддержана грантом 15-I-1-009 о программы «Дальний Восток» на 2015−2017 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mitnik L.M., Mitnik M.L.* Tropical Cyclone Warm Core as Observed from the ADEOS-II Advanced Microwave Scanning Radiometer //Proceedings of IGARSS 2007, Barcelona. P. 4908–4911.

2. *Mitnik M.L., Mitnik L.M.*Oxygen Channels of ADEOS-II AMSR: Comparison of the Measured and Simulated Brightness Temperatures // Proceedings of 31st ISRSE, St. Petersburg. http://www.isprs.org/publications/related/ISRSE/html/papers/908.pdf (2005b).

3. *Kidder S.Q.,* Goldberg M., Zehr R., DeMaria M., Purdom J.F.W., Velden C.S., Grody N.C., Kusselson S.J.Satellite Analysis of Tropical Cyclones Using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2000. V. 81. No. 6. P. 1242–1259.

4. Liu A.K., He S., Pan Y., Yang J. Observations of Typhoon Eye Using SAR and IR Sensors // International J. Remote Sensing, 2014. V. 35. No. 11–12. P. 3966–3977.

5. Kidder S.Q., Gray W.M., Von der Haar T.H. Tropical Cyclone Outer Surface Winds Derived from Satellite Microwave Data // Mon. Weather Rev. 1980. V. 108. P. 144–152.

6. Velden C.S., Smith W.L. Monitoring Tropical Cyclone Evolution with NOAA Satellite Microwave Observations // J. Clim. Appl. Meteor. 1983. V. 22. N. 5. P. 714-724.

7. *Weng F., Zou X., Wang X., Yang S., Goldberg M.D.* Introduction to Suomi National Polar-Orbiting Partnership Advanced Technology Microwave Sounder for Numerical Weather Prediction and Tropical Cyclone Applications // J. Geophys. Res. 2012. V. 117 (D19112), URL http://dx.doi.org/10.1029/2012JD018144.

8. *Liu Z. , Bai J., Zhang W., Yan J., Zhou Z.* Tropical Cyclone Warm Core Analyses with FY-3 Microwave Temperature Sounder Data // Remote Sensing of the Environment: 18th National Symposium on Remote Sensing of China, Proc. of SPIE, 2014. Vol. 9158, 915811.

9. *Митник М.Л.*Микроволновое зондирование системы океан-атмосфера в тропиках: автореф. дисс. … канд. тех. наук.– Владивосток: Тихоокеанский океанологический институт, 2000.– 166 с.

10. *Holland G.J, Belanger J.I., Fritz A.* A Revised Model for Radial Profiles of Hurricane Winds // Monthly Weather Review. 2010. V. 138. P. 4393-4401.

Katamanova O.Y, Baranyuk A.V.

THE ALGORITHM OF TROPICAL CYCLONE CENTER DETERMINATION AND THE INTENSITY ESTIMATION WITH SATELLITE MICROWAVE SENSING

УДК 629.78

Д.О. Доронин[1], Н.М. Куприков[2], Б.В. Иванов[3]

[1]*ФГУП «ВНИИОкеангеология» им. И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, Россия*
doroninden@gmail.com
[2]*Московский авиационный институт (Национальный исследовательский университет), г. Москва, Россия*
nkuprikov@gmail.com
[3]*ФГБУ ГНЦ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», г. Санкт-Петербург, Россия*
b_ivanov@aari.ru

ИНТЕРКАЛИБРАЦИЯ ДАННЫХ О ХАРАКТЕРИСТИКАХ ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ В АНТАРКТИЧЕСКИХ ВОДАХ С ПОМОЩЬЮ РОССИЙСКИХ ПЕРСПЕКТИВНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДСТВ ИЗМЕРЕНИЙ И МОНИТОРИНГА

Ключевые слова: Антарктика, Южный океан, Антарктическая конвергенция, фронтальные зоны, метеорологические приборы, конкурентоспособность, модернизация, экологическая безопасность.

Российская Федерация, имеющая интересы в полярных регионах (Арктика и Антарктика), стремится к максимальной эффективности инфраструктуры при эксплуатации авиационной техники в условиях инфраструктурно-климатических ограничений, географии эксплуатации, залогом которой является обеспечение мониторинга результатов эксплуатации воздушных судов, локальных объектов инфраструктуры и окружающей среды для поддержания экологического равновесия и контроля техногенного воздействия на окружающую среду.

Наличие систем глобального позиционирования и геоинформирования авиационной техники позволяет использовать воздушные суда в водных акваториях, над ледовыми полями и над континентальными зонами Антарктики. Характеристика приводного слоя атмосферы позволяет получить информацию о состоянии атмосферы и выработать рекомендации по эксплуатации авиационной техники в определенных регионах.

Наряду с измерением температуры поверхностного слоя океана необходимо также исследовать пространственную изменчивость температуры воздуха в приводном слое атмосферы. Рядом исследователей отмечалась роль Полярной фронтальной зоны (Антарктической конвергенции) [1], как естественного рубежа между Антарктическими водами и остальной частью Мирового океана.

Развитие авиатранспортной инфраструктуры позволяет снизить эксплуатационные риски, обеспечить попутный мониторинг локальных объектов окружающей среды и организовать систему предупреждений о чрезвычайных ситуациях. Новые информационные технологии позволяют в режиме реального времени обеспечить оперативный контроль над стратегически важными рубежами акваторий, как в прибрежной зоне, так и в зоне открытого океана.

Постоянное научно-техническое развитие и совершенствование компетенций в области создания перспективных аппаратно-программных комплексов, в том числе наземных, космических [4,7,8] и беспилотных летательных аппаратов [5,7] для повышения эффективности и безопасности работ в Арктике и Антарктике происходит в условиях глобальной конкуренции на мировых рынках.

Проведение подобных тестовых испытаний в ходе полярных экспедиций и изучениявинтеркалибрации полученных данных локального мониторинга окружающей среды в Антарктике и Арктике будет продолжено в ходе сотрудничества научных коллективов ГНЦ «ААНИИ» и МАИ (НИУ).

Работа выполнена при государственной поддержке грантов Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых – докторов наук(МД-6177.2016.8) и стипендии Президента Российской Федерации для молодых ученых и аспирантов, осуществляющих перспективные научные исследования и разработки по приоритетным направлениям модернизации российской экономики (СП-1895.2015.1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики. Л.: «Издательство Ленинградского Университета», 1973. 344с.

2. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: «Гидрометеоиздат», 1983. 250с.

3. Техническое описание измерительно-навигационного комплекса «IKolobok» и входящих в него компонентов. М.: ООО «Гагаринский старт», 2011. 56с.

4. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. Монографияпод редакцией канд. физ.-мат. наук В.Г.Смирнова. СПб: ААНИИ, 2011. 553с.

5. Куприков Н.М. Учет требований эксплуатации в Арктике на облик летательного аппарата как основа повышения конкурентоспособности на мировом рынке. М.: Журнал Академии Военных Наук. No3(40), 2012. С.120-123.

6. Куприков Н.М., Журавский Д.М, Малыгин Д.В., Иванов Б.В.,

Павлов А.К., Макаренко А.В., Салахов И.Р. «Перспективные космические аппаратно-программные комплексы для повышения конкурентоспособности крупных инфраструктурных проектов в Арктическом регионе и на Дальнем Востоке». Казань: Вестник «КНИТУ-КАИ им. А.Н. Туполева», 2014, №3. С.120-134.

7. Куприков Н.М., Долгов О.С., Кутахов В.П. Организационно-экономические механизмыуправления развитием системы эксплуатации региональных самолетов в Арктическом регионеРоссийской Федерации. М.: Журнал Академии Военных Наук, 2014. №4. С.99-113.

Doronin Denis O., Ivanov Boris V., Ph.D, Kuprikov Nikita M.

INTERCALIBRATION OF ANTARCTIC SURFACE LAYER CHARACTERISRICS BY DINT OF PERSPECTIVE RUSSIAN METEOROLOGICAL MEASURING INSTRUMENTS AND MONITORING

Russian scientist interest in exploration Arctic & Antarctic seeks the maximum intangible science & human benefit during design and running polar infrastructure. Taking in account infrastructure constraints, priority steps to Russian region competitiveness are providing local environment monitoring for the benefit of ecological balance under the technogenic impact of aircrafts & marine ships in polar regions.

The implementation of new information technologies, hardware and software, providing a competitive advantage that will ensure safe and efficient operation of high-tech marine and aviation equipment. Development of polar transport infrastructure will ensure the growth cargo, reduce operational risks, enforce monitoring of local environmental objects and warnings about emergencies. The proposed technique will allow to provide real-time operational control over the strategically important waters and borders for Russian Federation.

Intercalibration of monitoring data of the polar geophysical and hydro meteorological conditions in the interest of aircraft operation. Significantly increased the incidence of particularly severe weather events (local and deep cyclones, catastrophic floods, storm surges and wind, snow fracture of fast ice, critical volumes of liquid or solid precipitation, snow thaw, etc.) ies for the development of industry, infrastructure, and navigation on polar routes.

The state of the ice cover, temperature of the surface layer of air and circulation of the atmosphere, in general, are the most significant indicators of rapid changes in polar climate system. Against the background of the observed current climate changes varies resist pattern of circulation processes in high latitudes. Change the traditional trajectory of polar cyclones, which contributes to the appearance of not specific to the different seasons of the year the ice conditions on polar routes.

This is especially critical on the general background of reducing the thickness of multi-year ice and multi-year displacement (pack) ice thinner annuals.

Keywords: Air temperature, Southern ocean, frontal zone, hydro meteorological device, Arctic, competitiveness, modernization, environmental safety.

УДК 551.582, 551.465

К.Е. Кириченко, Е.П. Белоусова

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт солнечно-земной физики
Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск
uzel@iszf.irk.ru

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ ОКЕАНА ВО ВНЕТРОПИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Исследуются особенности пространственно-временной изменчивости теплосодержания в Тихом океане к северу от 30° с.ш. Показано, что для периода с 1955 по 1976 гг. аномалии теплосодержания внетропической части Тихого океана характеризуются преобладанием положительных значений, а в период 1977-2000 гг. – отрицательных. Временной ход изменений аномалий теплосодержания и температуры поверхности океана имеют согласованный характер. Обсуждается возможный сценарий влияния атмосферных процессов на теплосодержание океана через ветровое напряжение.

Ключевые слова: теплосодержание океана, температура поверхности океана, ветровое напряжение

Теплосодержание Мирового океана является важнейшим фактором изменений как регионального, так и глобального климата, благодаря своей высокой теплоёмкости и инерционности. Согласно данным пятого оценочного доклада межправительственной группы экспертов по изменению климата более 60% чистого увеличения энергии в климатической системе наблюдается в верхнем слое океана (0-700 м) [1]. Влияние ветрового напряжения на температуру поверхности океана в различных регионах Мирового океана имеют пространственно-временные особенности, связанные с циркуляцией атмосферы. В ходе синоптического взаимодействия формируется короткопериодная локальная энергоактивность относительно небольших акваторий, следствием которой является не только высокая интенсивность процессов в климатических энергоактивных областях, но и их высокая изменчивость [2].

Океан оказывает тепловое воздействие на атмосферу в основном благодаря значительной термической инерционности и преобладанию положительной разности температур вода-воздух. Обратное воздействие атмосферы на океан проявляется главным образом через циркуляцию вод, путем ослабления или усиления поверхностных течений через ветровой режим [3].

В работе использовались временные ряды средних месячных данных температуры поверхности океана (ТПО) и приземного ветра из открытой

базы данных сети наблюдений метеорологического центра NCEP/NCAR реанализа за период 1948-2013 г. [4]. Аномалии теплосодержания океана в слое 0-700м по данным ERA-Interim в период с 1955 по 2013 гг. [5].

Ветровое напряжение или поток момента движения из атмосферы в океан вычисляется как функция скорости ветра с учетом коэффициента сопротивления по формуле (1) из работы [6]:

$$T=\rho_a c_D U_{10}^2 \quad (1)$$

где ρ_a - плотность воздуха, c_D -коэффициент сопротивления, U_{10} - скорость ветра на высоте 10 м.

Расчет аномалий ветрового напряжения и ТПО производился относительно стандартной климатической нормы 1961-1990гг.

В работе [7] авторами был воспроизведен временной ход теплосодержания океана с помощью статистических моделей, использующих данные о ТПО, и было показано, что имеется согласованный характер в изменениях рассматриваемых характеристик.

Для того чтобы проанализировать как изменилось теплосодержание океана нами были построены карты аномалий теплосодержания (рис. 1а, 1в) и температуры поверхности океана, усредненные за периоды 1955-1976 и 1977-2000 гг. (рис. 1б, 1г), для северной части Тихого океана. Выбранные временные интервалы соответствуют наблюдаемым периодам понижения и потепления глобальной температуры воздуха Земли [8].

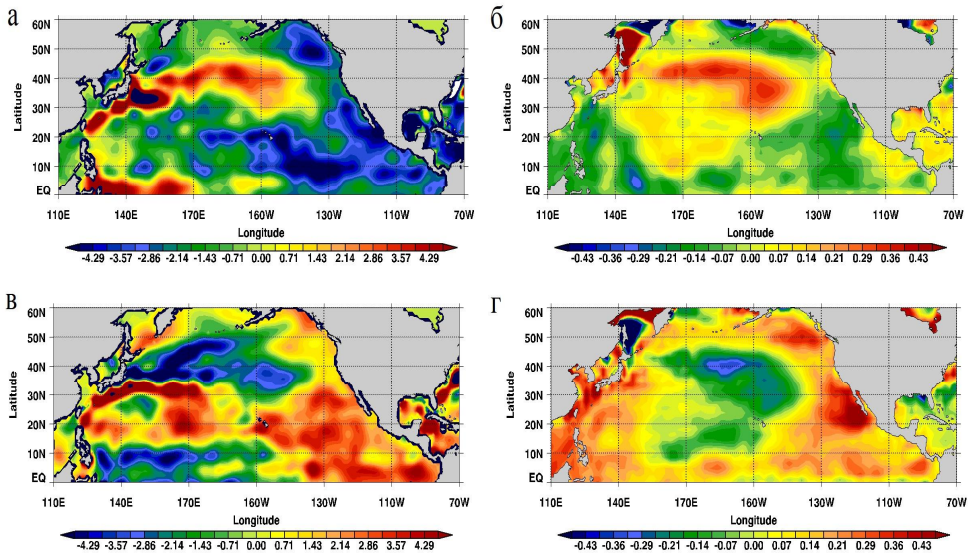


Рис. 1. Аномалии теплосодержания океана (а, в) и ТПО (б, г) для Тихого океана северного полушария для периодов 1955-1976 (а, б) и 1977-2000 (в, г).

Карты наглядно показывают пространственную неоднородность изменений исследуемых характеристик, а также смену знака при переходе от

периода понижения глобальной температуры к повышению. Так в период с 1955 по 1976 гг. наблюдаются отрицательные значения аномалий теплосодержания вдоль западного побережья Северной Америки и в низкоширотной области центральной части Тихого океана. В это же время отмечается положительная аномалия для внетропической части Тихого океана в районе 35°- 45° с.ш.;160° в.д.-150° з.д. и к югу от Японских островов, в районе зарождения течения Куросио. В период с 1977 по 2000 гг., наблюдается противоположная картина в аномалиях теплосодержания. Положительные аномалии отмечаются в низкоширотной области восточной части Тихого океана, а отрицательные во внетропической части. Сравнивая между собой характер изменений аномалий теплосодержания и ТПО необходимо отметить некоторые особенности. Так для области 35°-45° с.ш.;160° в.д.-150° з.д. Тихого океана изменение рассматриваемых характеристик хорошо согласуются между собой, как и в восточной части (вдоль западного побережья Северной Америки). Наибольшее различие между теплосодержанием и ТПО наблюдается в приэкваториальной зоне западной части Тихого океана. В работе [9] проводился сравнительный анализ ТПО и теплосодержания для Тихого океана в северном полушарии. Было установлено, что в низкоширотной области западной части Тихого океана корреляция между теплосодержанием и ТПО не наблюдается, свидетельствуя о том, что локальное взаимодействие с атмосферой в этой области может быть ограничено. При этом отмечается статистически значимая связь во внетропической части Тихого океана.

Воздействие атмосферы на океан проявляется в основном в передаче ему количества движения. Энергией циркуляции атмосферы, т.е. режимом преобладающих ветров над океанами, обусловлены главные черты системы общей циркуляции вод океана, ветрового волнения, уровня поверхности. Циркуляционные возмущения в атмосфере приводят к усилению взаимодействия океана и атмосферы и потере тепла поверхностью океана. Для исследования этого взаимодействия в рассматриваемые периоды были построены карты аномалий ветрового напряжения, отражающие особенности циркуляции атмосферы в регионе (рис. 2).

Сравнивая пространственно-временную структуру изменения ветрового напряжения видно, что характер атмосфернойциркуляции в исследуемом регионе изменился. Для периода 1955-1976 гг. (рис. 2а) характерно наличие антициклонического типа циркуляции на средних широтах, с центром между 150-170° з.д., а в период 1977-2000 (рис. 2б) данный тип смещен на более высокие широты, обеспечивая перемещение потоков с севера на юг. Таким образом, если в первый период отмечается увеличение теплосодержания вдоль средних широт, которое обеспечивается поступлением более теплых потоков, то для второго периода наблюдается преобладание меридионального типа циркуляции с направлением от высоких

(холодных) широт к низким, который способствует понижению теплосодержания.

В результате смены структуры ветрового напряжения наблюдается изменение в пространственном распределении поверхностной температуры на средних широтах Тихого океана.

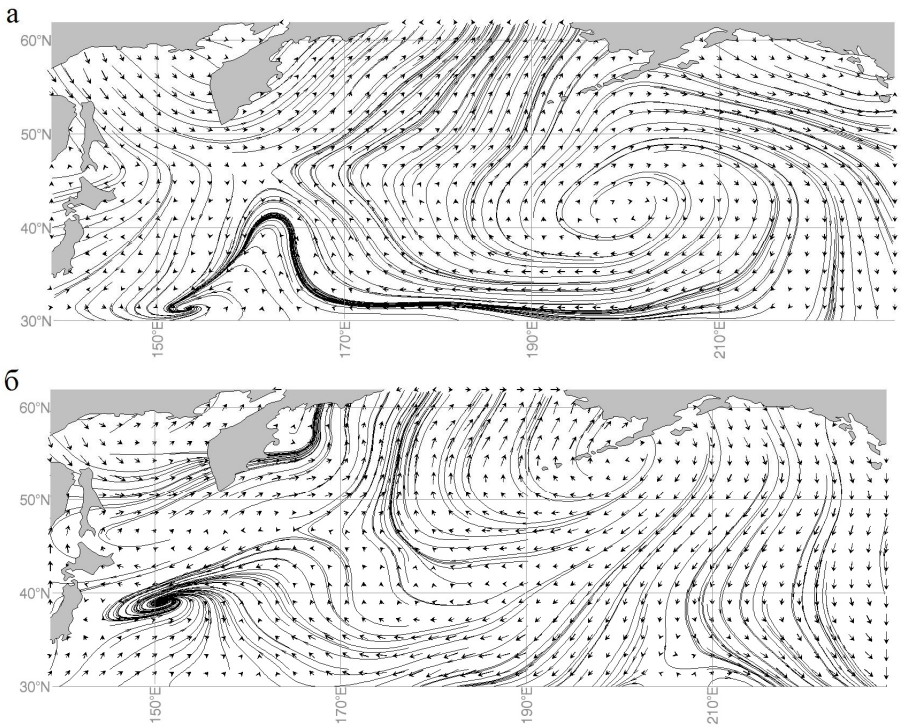


Рис. 2. Аномалии ветрового напряжения для периодов 1955-1976 гг. (а) и 1977-2000 гг. (б)

В работе [10] были предложены два механизма, которые приводят к увеличению ТПО или её понижению. Суть механизмов сводится к тому, что при смене направления аномалии ветрового напряжения наблюдается изменение ТПО. Так в периоды, когда преобладает западное направление и структура ветрового напряжения схожа с антициклонической, отмечаются положительные аномалии ТПО на средних широтах центральной части Тихого океана и отрицательные аномалии вдоль западного побережья Северной Америки, а в периоды противоположных направлений ветрового напряжения происходит смена положительных аномалий ТПО на отрицательные, и наоборот.

Ранее нами были проведены расчеты долговременного хода изменений теплосодержания океана, ТПО и зональной компоненты ветрового напряжения для среднеширотной области в Тихом океане [11]. Было показано, что долговременный ход изменений теплосодержания океана и ТПО противоположен вариациям ветрового напряжения, кроме этого

отмечается временное запаздывание теплосодержания и ТПО относительно ветрового напряжения.

Таким образом, аномалии ветрового напряжения в рассматриваемом регионе Тихого океана оказывают влияние на температуру поверхности и теплосодержание океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

2. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области мирового океана. - Л.: Гидрометеоиздат, 1990. - 334 с.

3. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. - Л.: Гидрометеоиздат, 1989. -568 с.

4. Kalnay, E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteor. Soc.-1996.- 77(3).- P.437-471

5. Levitus, S., Antonov J. I., Boyer T. P., Baranova O. K., Garcia H. E., Locarnini R. A., Mishonov A.V., Reagan J. R., Seidov D., Yarosh E. S., Zweng M. M. World Ocean heat content and thermosteric sea level change (0-2000 m) 1955-2010 // Geophys. Res. Lett.- 2012.- 39(10).- L10603

6. Stewart R.H. Introduction to Physical oceanography.- Department of Oceanology.- Texas A&M University

7. Малинин В.Н., Гордеева С.М., Глок Н.И. К оценке теплосодержания Мирового океана по спутниковым данным о температуре поверхностного слоя воды // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2013.- 10(3).-С.201-207

8. Andronova N. G. and Schlesinger M. E. Causes of global temperature changes during the 19th and 20th centuries // Geophys. Res. Lett.- 2000.- 27(14).- P.2137-2140

9. Giese B.S, Carton J.A. Interannual and Decadal Variability in the Tropical and Midlatitude Pacific Ocean // Journal of Climate. - 1999. - 12. - P. 3402-3418.

10. Xu J. and Powell A. M. Two mechanisms responsible for marine ecosystem regime shifts from fish landings data off the West Coast of California (WCC) // Natural Science.-2013. - 5(4). - P.495-500.

11. Kirichenko K.E., Belousova E.P., Kovalenko V.A. Wind-stress effect on the relationships between sea surface temperature and geomagnetic activity / Proc. SPIE 9680, 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 96805T (November 19, 2015); doi:10.1117/12.2205318.

Kirichenko K.E., Belousova E.P.

SPECIFIC FEATURES OF OCEAN HEAT CONTENT CHANGES IN THE EXTRATROPICAL PACIFIC OCEAN

УДК 551.515

М.В. Шокуров, Н.Ю. Краевская

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки "Морской гидрофизический институт РАН", г. Севастополь
shokurov.m@gmail.com, loogaru9@rambler.ru

РАСПРОСТРАНЕНИЕ БРИЗОВОГО ТЕЧЕНИЯ В СДВИГОВОМ ПОТОКЕ

Бризовое гравитационное течение является одной из составляющих бризовой циркуляции. При взаимодействии бризового гравитационного течения с синоптическимветром изменяется как структура, так и динамика течения. Проведено численное моделирование распространения гравитационного течения навстречу синоптическому ветру со сдвигом с использованием негидростатической двумерной модели сжимаемой атмосферы. Показано, что сдвиг фонового ветра значительно влияет на структуру гравитационного течения, в частности определяет его высоту и скорость.

Ключевые слова: бризовая циркуляция, гравитационное течение, сдвиг ветра.

Введение

Одной из составляющих бризовой циркуляции является бризовое гравитационное течение. При своём развитии оно проходит через несколько стадий. Наибольший интерес представляет стадия с постоянной скоростью фронта, что объясняется её универсальностью для гравитационных течений различного масштаба. Для исследования гравитационных течений используются аналитические теории, натурные и лабораторные эксперименты, численное моделирование. Последний метод обычно применяется для изучения атмосферных гравитационных течений.

На начальном этапе развития теории гравитационных течений одной из ключевых работ была работа [1]. В ней рассматривалось гравитационное течение в ограниченном по высоте канале без учета сдвига. На основе законов сохранения массы, энергии, импульса была получена связь скорости фронта течения с его высотой.

В атмосфере синоптический ветер с вертикальным сдвигом значительно влияет на структуру и динамику атмосферных гравитационных течений. Существуют два теоретических подхода к анализу взаимодействия гравитационного течения со сдвиговым ветром используя: (1) уравнение завихренности и (2) интегральные законы сохранения массы, энергии, импульса.

В работе [2] взаимодействие холодного воздуха, формирующегося в грозовом облаке, и вертикального сдвига ветра в нижнем слое атмосферы рассматривалось как один из механизмов поддержания грозовой линии

шквалов. В качестве теоретического метода использовалось уравнение завихренности.

В работе [3] построена аналитическая теория взаимодействия гравитационного течения со сдвиговым ветром, с использованием второго теоретического подхода. Показано, что сдвиг определяет высоту и скорость фронта гравитационного течения. Выполненное в [4, 6, 7] численное моделирование подтвердило теорию [3]. Также в этих работах количественно оценено влияние диссипации на распространение гравитационного течения

Цель данной работы – исследовать влияния скорости и направления сдвига ветра на характеристики гравитационного течения, для этого провести моделирование распространение гравитационного течения в потоке с однородным вертикальным сдвигом.

Постановка задачи

На рис. 1 представлено гравитационное течение высоты h, распространяющееся в канале высотой H навстречу ветру с вертикальным сдвигом $U_{in}(z)$. Удобно рассматривать систему отсчёта, в которой течение стационарно. Фоновый ветер меняется линейно с высотой $U_{in}(z) = -c_0 + \alpha z$, где c_0 скорость ветра на поверхности, а переменная α характеризует величину сдвига. Потенциальная температура гравитационного течения меньше потенциальной температуры окружения на величину $\Delta\theta$.

Все приведенные величины представлены в безразмерном виде, для обезразмеривания использовались следующие характерные величины: масштаб высоты H=1 км, масштаб приведённой плавучести $g' = g\Delta\theta/\theta = 0.1$, масштаб скорости $U = (Hg')^{1/2}$ =10 м/с, масштаб времени $T = H/U$=100 с.

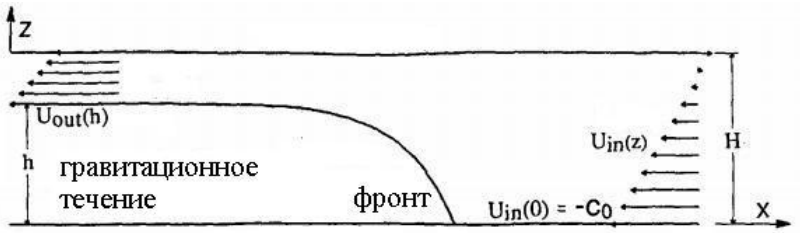


Рис 1. Схематическое представление стационарного гравитационного течения, распространяющегося в потоке со сдвигом [3].

Описание модели

Для исследования использовалась негидростатическая двумерная модель сжимаемой атмосферы без учёта вращения Земли [8]. Система уравнений состоит из четырех прогностических уравнений: уравнений движения для полных компонент скорости (u,w), уравнения для возмущения безразмерного давления (π) и уравнения переноса тепла для возмущения потенциальной температуры (θ). Для параметризации турбулентного

переноса импульса и тепла использовались постоянные коэффициенты турбулентных вязкости и теплопроводности ($k_x = 10$ м^2/с, $k_z = 3$ м^2/с). Для конечно-разностного представления системы уравнений использовалась С-сетка Аракавы.

Численный эксперимент

Расчетная область занимает L_x = 60 км по горизонтали и H =1 км по вертикали. Шаги сетки по горизонтали и вертикали равнялись Δx =50 м, Δz=20 м. Шаг по времени равнялся Δt = 0.02 с. Моделирование проводилось на 1.5 часа. В качестве основного состояния рассматривалась изоэнтропическая атмосфера (Потенциальная температура в области была постоянной и равнялась 300 К), находящаяся в гидростатическом равновесии. Поля давления и плотности в основном состоянии были однородным по горизонтали.

В начальный момент времени гравитационное течение представлялось в форме холодной области $\Delta\theta$= – 3˚, внутри которой движение отсутствует, а её верхняя граница задавалась параболической функцией, так чтобы наклон фронта на поверхности был равен 60˚, согласно аналитической теории [1, 3]. Для определения поля скорости вне гравитационного течения решалось уравнение Пуассона для функции тока, для определения распределения давления решалось уравнение Пуассона для давления.

Результаты

Распространение гравитационного течения моделировалось для трёх значений сдвига фонового ветра (табл. 1).

После непродолжительного этапа приспособления гравитационное течение достигало практически стационарного режима. Внутри гравитационного течения фактически нет движения. Перед фронтом течения наблюдался сильный подъём. На рисунке 2 представлено распределение горизонтальной u и вертикальной w компонент скорости в вертикальной плоскости.

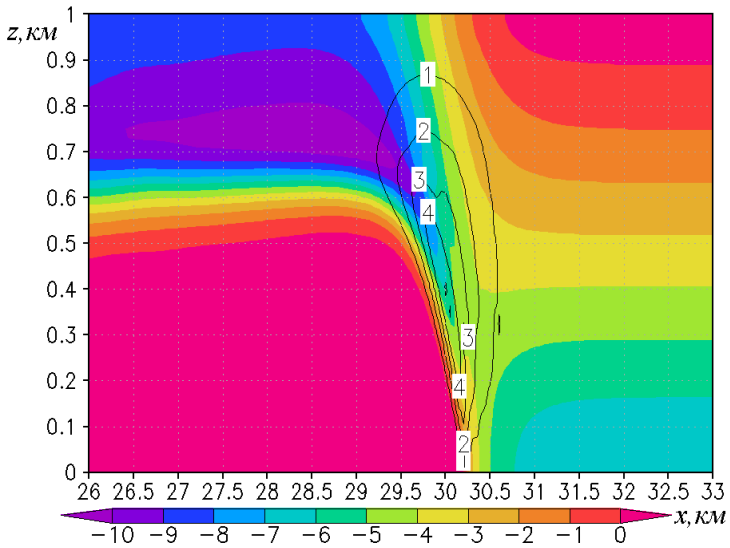


Рис 2. Вертикальное сечение горизонтальной компоненты скорости ветра (показано цветом) и вертикальной компоненты (показано линиями) при*t*= 50 мин.

Основной задачей данной работы является проверка аналитической теории, представленной в [3], для описания гравитационных течений в сжимаемой атмосфере.

Согласно аналитической теории, основными характеристиками гравитационного течения, зависящими от сдвига, являются его высота*h* и скорость c_0. Расчёт высоты h течения проводился с использованием интегральной плавучести следующим образом:

$$h(x,t) = \frac{1}{g_0'} \int_0^H g\left(\frac{\theta_0 - \theta}{\theta_0}\right) dz, \qquad 1)$$

где $g_0' = \frac{g\Delta\theta}{\theta_0}$ – начальный дефицит плавучести.

Так как рассчитанные величины зависят от x и t, проводилось осреднение высоты по горизонтали (3 км от фронта) и по времени (15 минут).

В таблице 1 приведены результаты расчётов h и c_0 для трёх значений сдвига фонового ветра α = – 0.84, 0, 0.88. Все величины в таблице приведены в безразмерном виде, значения сдвига обезразмерены с помощью характерного масштаба времени T=100 с. В первой строке таблицы приведены значения, полученные из аналитической теории [3], во второй и третьей строках представлены результаты численного моделирования из работ [4, 6]. В чётвёртой строке – значения, полученные в данной работе.

В данной работе получились значения h и c_0 слегка меньше, чем в теории, и близкие к другим численным расчётам.

Таблица 1

Значения высоты и скорости гравитационного течения при различных значениях сдвига ветра

	α					
	-0.84		0		0.88	
	h	c_0	h	c_0	h	c_0
[3]	0.300	0.326	0.500	0.500	0.700	0.755
[4]	0.214	0.318	0. 405	0.486	0.667	0.772
[6]	0.187	0.297	0.356	0.478	0.635	0.746
Данная работа	0.229	0.218	0.418	0.461	0.598	0.777

Хотя для исследования использовалась модель сжимаемой атмосферы, рассматриваемое течение занимало высоту намного меньше вертикального масштаба атмосферы (8 км), что даёт возможность для анализа полученных результатов использовать предположения справедливые для жидкости в приближении Буссинеска. На основе законов сохранения массы, потока импульса, энергии Бернулли вдоль линий тока и гидростатического соотношения можно объяснить зависимость скорости и высоты течения от сдвига в окружении [3].

Заключение

С помощью двумерной модели для сжимаемой атмосферы было проведено численное моделирование распространения бризового гравитационного течения в потоке со сдвигом в ограниченном канале. В результате были получены значения высоты и скорости течения при различных значениях сдвига синоптического ветра. Полученные значения были сравнены с результатами двумерной аналитической теории и результатами численного моделирования, выполненного ранее. Значения высоты и скорости получились меньше, чем предсказывает аналитическая теория, что уже было отмечено в существующих работах. Эти отличия могут быть обусловлены как влиянием перемешивания на границе между двух жидкостей, так и зависимостью результатов от выбора численной схемы.

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. Benjamin T.B. Gravity currents and related phenomena // J. Fluid Mech. – 1968. – Vol. 31, issue 02. – P. 209 – 248.

2. Rotunno, R., Klemp J. B., Weisman M. L. A theory for strong, long-lived squall lines //J. Atmos. Sci. – 1988. – Vol. 45, № 3. – P. 463–485.

3. Xu Q. Density Currents in Shear Flows-A Two-Fluid Model // J. Atmos. Sci. – 1992. – Vol. 49, № 6. – P. 511 – 524.

4. Xu, Q., Xue M., Droegemeier K. K. Numerical simulations of density currents in sheared environments within a vertically confined channel // J. Atmos. Sci. – 1996. –Vol. 53, № 5. – P. 770–786.

5. Xue, M. Density currents in shear flows: Effects of rigid lid and cold-pool internal circulation, and application to squall line dynamics // Quart. J. Roy. Meteor. Soc.– 2002. – Vol 128. – P. 47–73.

6. Bryan G. H., Rotunno R. Gravity Currents in Confined Channels with Environmental Shear // J. Atmos. Sci. – 2014. – Vol. 71, issue 3. – P. 1121–1142.

7. Nasr-Azadani M.M., Meiburg E. Gravity currents propagating into shear // J. Fluid Mech. – 2015. – Vol.778. – P.552 – 585.

8. Dailey P.S., Fovell R.G. Numerical simulation of the interaction between the sea-breeze front and horizontal convective rolls. Part 1: Offshore ambient flow //J. Mon. Wea. Rev. – 1999. –Vol. 127, issue 5. – P. 858 – 878.

M.V.Shokurov, N.U. Kraevskaya

FederalState Budget Scientific Institution "Marine Hydrophysical Institute of RAS", Sevastopol
shokurov.m@gmail.com, loogaru9@rambler.ru

SPREADING OF THE SEA-BREEZE CURRENT IN SHEAR FLOW

The gravity current is one of the components of sea-breeze circulation. The structure and dynamics of the current are changed during interaction of sea-breeze gravity current with synoptic wind. The numerical simulation of gravity current spreading towards the synoptic wind with shear is held using the non-hydrostatic two-dimensional model of compressible atmosphere. It is shown that the shear of the background wind significantly affect the structure of the gravity current, in particular determines its height and speed.

Keywords: breeze circulation, gravity current, wind shear

УДК 551.465.635, 551.555.1

А.С. Лубков, О.В. Марчукова, Е.Н. Воскресенская

Институт природно-технических систем, г. Севастополь
andrey-ls2015@yandex.ru

АТМОСФЕРНЫЕ ПРЕДИКТОРЫ ЭЛЬ-НИНЬО

В статье проведена пространственная классификация Эль-Ниньо. По данным за 1950 – 2015 гг. рассмотрены глобальные изменения в атмосфере, предшествующие началу событий Эль-Ниньо.

Ключевые слова: ЭНЮК, Эль-Ниньо, атмосферная циркуляция, глобальный климат.

Введение. Эль-Ниньо – Южное Колебание (ЭНЮК) является одним из наиболее важных сигналов в межгодовой изменчивости глобальной системы океан-атмосфера. Его проявления отмечаются в аномалиях погоды и климата не только над тропической зоной Тихого океана, но и во внетропических широтах с помощью дальнодействующей связи [1]. ЭНЮК имеет две крайних фазы существования – теплую (Эль-Ниньо) и холодную (Ла-Нинья). В настоящей работе анализируется теплая фаза ЭНЮК.

В конце XX века появились первые публикации, отмечающие неоднозначность характера эволюции события Эль-Ниньо и предполагающие два варианта развития процессов [2,3]. В первом случае аномалия температуры поверхности океана (АТПО) распространяется вдоль экваториальной зоны из центра Тихого океана к восточному побережью, во втором – АТПО интенсифицируется в центре Тихого океана и остается там до окончания события. Если первый случай Эль-Ниньо считался типичным – каноническим, то второй случай вызвал интерес среди ученых и получил различные названия: «Эль-Ниньо линии перемены дат» [4], «Эль-Ниньо Модоки» [5], теплый бассейн Эль-Ниньо [6] и Центрально-Тихоокеанский (ЦТ) тип Эль-Ниньо [7]. Так же, известны и другие классификации Эль-Ниньо, к примеру, в работе [8] на статистически значимом уровне было выделено три типа событий Эль-Ниньо, которые различались по времени начала, продолжительности и интенсивности.

Цель работы. В настоящей работе авторы решили проверить теорию выделения двух типов Эль-Ниньо по принципу направления распространения аномалии ТПО в тропической зоне Тихого океана. Для каждого выделенного типа проанализировать особенности глобальных атмосферных процессов в период, предшествующий событию.

Данные. В работе для анализа использовались среднемесячные поля ТПО, полученные из современного массива *NOAA_OI_SST_V2* (США) в период с 12/1989 по 09/2015 гг., с шагом сетки 1°. Дополнительно были привлечены данные среднемесячных значений ТПО с 1870 по 2014 гг. глобального массива *HadISST* (Великобритания) в узлах пространственной сетки 1°×1°. Данные геопотенциала и приземной температуры за период с 1948 по 2015 гг. были взяты из массива реанализа *NCEP/NCAR* с пространственным разрешением 2,5°×2,5°.

Методика. Температурный индекс *Nino*3.4, представляющий собой среднемесячные АТПО в районе *Nino*3.4 (5° с.ш. – 5° ю.ш. и 170° з.д. – 120° з.д.) в 1870 – 2014 гг. с исключением тренда всего ряда и сезонной изменчивости рассчитывался по данным массива *HadISST*. Аналогичный индекс был получен по данным *NOAA_OI*_SST_V2 и для района *Nino*3.4+*Nino*3 (5° с.ш. – 5° ю.ш. и 170° з.д. – 90° з.д.). Фаза начала события Эль-Ниньо 2015 года определялась по индексу *Nino*3.4+*Nino*3. За критерий выделения Эль-Ниньо было взято крайнее значение АТПО +0,71ºС (это 2/3 среднеквадратического отклонения ряда *Nino*3.4+*Nino*3), а за минимальную продолжительность – 4 месяца. По полученному критерию было выделено 17 событий Эль-Ниньо с 1948 по сентябрь 2015 гг. Последним среди них является событие 2015 года.

Для выделенных событий Эль-Ниньо в работе была проведена классификация с использованием *иерархического метода кластерного анализа*. Мерой тесноты связи было выбрано Эвклидово расстояние. Кроме этого, в исследовании для выявления причин интенсификации события Эль-Ниньо разных типов использовался композитный анализ.

На предварительном этапе используемые данные нормировались по формуле (1). В каждой точке координатной сетки реанализа для каждого месяца находилось среднеквадратическое отклонение (СКО) и средняя величина.

$$Y_{k,i,j} = \left(\frac{X_k - \overline{X_{month}}}{\sigma_{month}}\right), \quad (1)$$

где – среднее, рассчитанное для каждого месяца; X – значение параметра; σ_{month} – СКО, рассчитанное для каждого месяца; Y – нормированная величина; k – номер карты; i, j – координаты узловой точки.

На следующем этапе строились композитные карты. Под подмножеством данных подразумевались нормированные на СКО, не зависящие от сезонной изменчивости данные геопотенциала на изобарической поверхности 500 мб. Временным критерием построения композитов являлось опережение по времени с месячным шагом даты (месяц/год) начала события Эль-Ниньо. Дата начала Эль-Ниньо определялась по совместному индексу *Nino*3.4+*Nino*3.

Для выявления аномалий в атмосфере и океане, предшествующих событию были рассмотрены композитные карты за период 1-2 года до начала Эль-Ниньо.

Результаты и обсуждение. В данной работе проводилось независимое выделение типов по принципу распределения АТПО в экваториально-тихоокеанской акватории. В результате, все события были классифицированы по методу кластерного анализа на два основных типа: Центрально-Тихоокеанский (ЦТ) и Восточный (рис. 1).

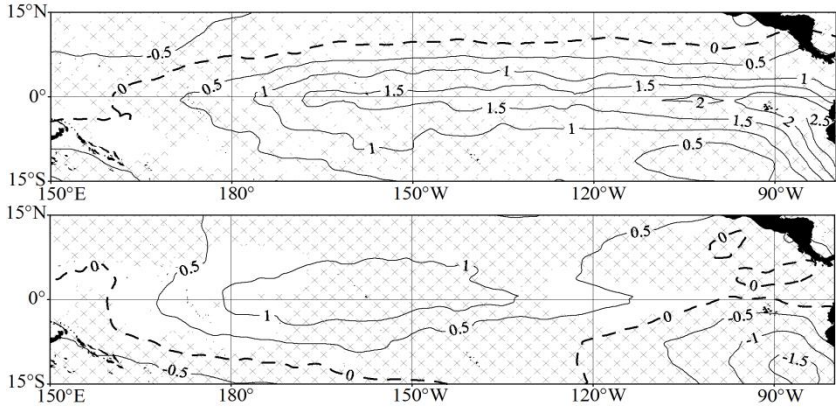


Рис. 1. Композиты пространственного распределения АТПО (С°) во время зрелой фазы Эль-Ниньо относительно периода 1870-2014 годов для Центрально-Тихоокеанского (снизу) и Восточно-Тихоокеанского (сверху) типов Эль-Ниньо по данным *HadISST*. Крестообразной штриховкой обозначена 95% статистическая значимость.

Для каждого выделенного типа построены композитные карты максимального развития Эль-Ниньо. Следует отметить, что выделенные типы не имеют существенных отличий от известных ранее [5 – 7]. Однако по ним интересно проследить эволюцию атмосферных процессов, предваряющих начало Эль-Ниньо. К анализу были привлечены соответствующие композитные карты геопотенциала на изобарическом уровне 500 мб, нормированные на СКО после исключения сезонной изменчивости (рис. 2). Карты составлялись на основе набора среднемесячных полей (для ЦТ их было 9, а для восточного – 7) за период 1948 – 2014 гг., взятых с разным периодом опережения начала события.

Предпосылки к развитию **Эль-Ниньо восточного типа** наблюдаются в атмосфере за несколько месяцев (рис. 2).

1. 3 месяца до начала явления интенсифицируется Североатлантическое колебание, что сопровождается перестройкой крупномасштабной структуры поля атмосферного давления южного полушария.

2. В следующем месяце ослабляются Алеутский минимум и зона повышенного давления северного полушария. В океане это приводит к

ослаблению скорости Северного Тихоокеанского антициклонического субтропического круговорота, «подпитывающего» северный пассат.

3. За месяц до начала события усиливается и смещается на юго-восток Сибирский антициклон, который переносит холодную арктическую воздушную массу на восточное побережье Азии. В результате возникающего значительного градиента температуры между охлажденным побережьем и теплыми экваториальными водами усиливается муссонный ветер. Аналогичное явление наблюдается в Южном полушарии. Австралийский антициклон незначительно усиливается, формируется сильная отрицательная аномалия в зоне низкого давления в области Полинезии. Усиление такого диполя приводит к ослаблению Южно-Тихоокеанского пассата, особенно в период зимних (для южного полушария) муссонов.

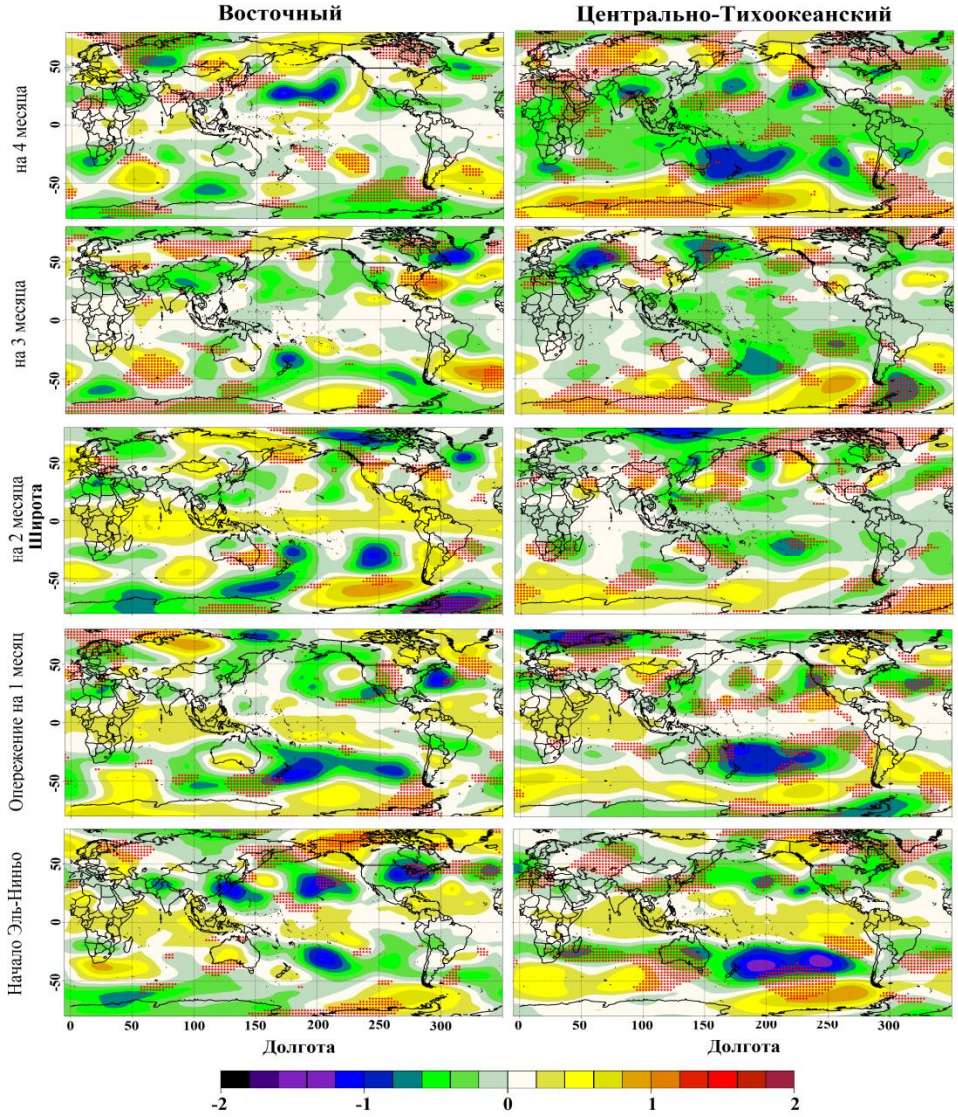


Рис. 2. Композиты аномалии геопотенциала на изобарической поверхности 500 мб для двух различных типов Эль-Ниньо с опережением на 4–0 месяцев. Красным штрихом обозначена 90% статистическая значимость.

Все перечисленные моменты в совокупности ослабляют пассатные ветра. Накопившиеся на западе Тихого океана массы теплой воды начали распространяться к центру – началось Эль-Ниньо.

При **Центрально-Тихоокеанском типе** Эль-Ниньо в атмосфере наблюдаются следующие изменения.

1. Заблаговременно, за 8 месяцев до начала события в экваториальной зоне, в атмосфере формируется устойчивая отрицательная аномалия геопотенциала на изобарической поверхности 500 мб по всему земному шару, которая существует до 4-х месяцев.

2. Заблаговременно, за 4 месяца на юге Тихого океана интенсифицируется диполь, продолжительность существования которого до 6 месяцев. Над Антарктидой устанавливается область высокого давления, продолжительность существования которой от 1 до 3 месяцев.

3. За 3 месяца до события несущественно усиливается Североатлантическое колебание и его аналог на юге Атлантики.

4. С опережением события на 2 месяца сильная отрицательная аномалия отмечается над Северным Ледовитым океаном у побережья Азии.

5. За месяц до события аномалия, сформировавшаяся над Северным Ледовитым океаном, сдвигается на запад.

6. В месяц начала события диполь, существовавший ранее на юге Тихого океана (см. п. 2) в несколько раз усиливается и увеличивается по площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *McPhaden M.J., Zebiak S.E. Glantz M.H.* ENSO as an integrating concept in Earth science // Science. – 2006. – V. 314. – № 5806. – P.1740-1745.

2. *Rasmusson E.M., Wallace J.M.* Meteorological aspects of El-Nino/Southern Oscillation // Science. – 1983. – 222. – P.1195-1202.

3. *Fu C.B.* The two sea surface temperature warming patterns during El-Nino (in Chinese) // Chin Sci Bull. – 1985. – 30. – P.596-599.

4. *Larkin N.K., Harrison D.E*. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Nino autumn and winter // Geophys Res Lett. – 2005. – 32. – L13705.

5. *Ashok K., Behera S.K., Rao S.A.* El Nino Modoki and its possible teleconnection // J Geophys Res. – 2007. – 112. – C11007.

6. *Kug J.S., Jin F.F., An S.I.* Two types of El Nino events: Cold tongue El Nino and warm pool El Nino // J Clim. – 2009. – 22. – P. 1499-1515.

7. *Yeh S.W., Kug J.S., Dewitte B.* El Nino in a changing climate // Nature. – 2009. – 461. – P. 511-514.

8. *Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В.* Классификация событий Эль-Ниньо и погодно-климатические аномалии в Черноморском регионе // Доп. НАН України. – 2010. – 3. – С. 124-130.

УДК 551.465.635

О.В. Марчукова[1], И.В. Серых[2], Е.Н. Воскресенская[1]

[1]*Институт природно-технических систем РАН, г. Севастополь*
[2]*Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова*
olesjath@mail.ru

АНОМАЛИИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА В КОНТЕКСТЕ СОБЫТИЙ ЭЛЬ-НИНЬО И ЛА-НИНЬЯ

В работе исследуется влияние Эль-Ниньо – Южное Колебание на межгодовые колебания климата Арктического бассейна. На основе анализа среднемесячных данных о поверхностной температуре океана (ТПО) и концентрации морского льда за 1870-2014 гг. глобального массива *HadISST* с пространственным разрешением 1°x1° получены количественные оценки величин гидрометеорологических характеристик Баренцевоморского региона, соответствующие фазовой изменчивости событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья в контексте Глобальной атмосферной осцилляции за период 1920-2014 гг. Композитный анализ аномалий концентрации льда и ТПО не выявил значимых изменений в Баренцевоморском регионе в положительную фазу Глобальной атмосферной осцилляции, сопровождающейся теплыми событиями Эль-Ниньо, в то время как для отрицательной фазы этого феномена выявлены статистически значимые изменения в полях, как концентрации льда, так иТПО.

Ключевые слова: Эль-Ниньо – Южное Колебание, Глобальная атмосферная осцилляция, Эль-Ниньо, Ла-Нинья, температура поверхности океана, концентрация льда, Баренцево море.

Современные результаты [1, 2] показывают, что одним из наиболее климатически значимых возмущений является межгодовая Глобальная атмосферная осцилляция (ГАО), отражающая квазипериодические колебания в глобальной системе океан – атмосфера и служащая спусковым механизмом формирования феномена Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК). Само явление Эль-Ниньо – Южное колебание общеизвестно и является важнейшим климатическим сигналом на межгодовом масштабе. Оно играет важную роль в формировании аномалий климата и окружающей среды [3-5] с квазипериодичностью от двух до семи лет [6]. ЭНЮК имеет две устойчивых фазы существования – теплую (Эль-Ниньо) и холодную (Ла-Нинья).

Основной целью работыявляется получение количественных оценок гидрометеорологических характеристик Баренцевоморского региона, соответствующих фазовой изменчивости событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья в контексте Глобальной атмосферной осцилляции за период 1920-2014 гг. В

качестве основных гидрометеорологических характеристик рассматриваются концентрация льда и температура поверхности океана (ТПО).

В работе использовались данные среднемесячных значений ТПО и среднемесячных значений концентрации морского льда с 1870 по 2014 гг. глобального массива *HadISST* Метеорологического офиса Гадлея (Великобритания) в узлах пространственной сетки 1° х 1° [7]. Основными методами исследования полей аномалий ТПО и концентрации льда в Баренцевоморском регионе были выбраны кластерный и композитный анализ. По выбранному массиву ТПО был рассчитан температурный индекс *Nino*3.4, представляющий среднемесячную температурную аномалию в районе Nino3.4 с координатами 5° с. ш. – 5° ю. ш. и 170° з. д. и 120° з. д. для периода 1870-2014 годов.

По данным ТПО из массива *HadISST*с 1920 по 2014 гг. было выделено 19 событий Эль-Ниньо и 17 событий Ла-Нинья. Полученные события были классифицированы на Центральный и Восточный типы в зависимости от местоположения аномалии ТПО относительно экваториальной части Тихого океана.

Композитный анализ аномалий ТПО и концентрации льда не обнаружил значимых изменений в Баренцевоморском регионе в положительную фазу ГАО-ЭНЮК, то есть в те периоды, когда происходили теплые события Эль-Ниньо. Однако, в периоды зрелой фазы и зимнего периода Ла-Нинья выявлены статистически значимые по критерию Стьюдента аномалии. Обнаружено, что в отрицательную фазу ГАО-ЭНЮК наблюдаются положительные аномалии ТПО порядка 0,5ºС и уменьшение концентрации ледяного покрова на 10-15% в зимний период (рис. 1а и 1в) за счет увеличения влияния Северной Атлантики. В то же время, отмечено усиление этого влияния в периоды формирования Ла-Нинья Центрального типа (рис 1б и 1г).

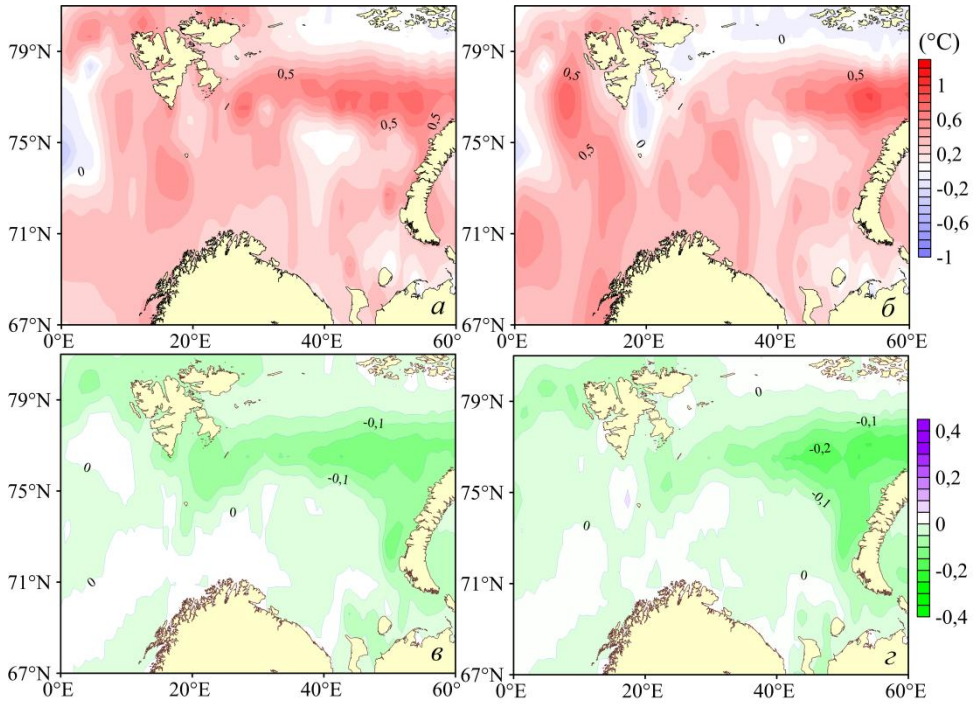


Рис. 1. Композиты аномалий ТПО в Баренцевом море в зимний период Ла-Нинья самых интенсивных событий (а), событий Центрального типа (б); и композиты концентрации льда (в у. е.) в зимний период самых интенсивных событий Ла-Нинья (в), событий Центрального типа (г)

Полученные результаты являются предпосылкой для классификации холодных эпизодов ЭНЮК и могут иметь практическое значение, как для статистического прогноза Ла-Нинья, так и для применения его в судоходстве и рыбного промысла в Баренцевоморском регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *БышевВ.И., НейманВ.Г., РомановЮ.А., СерыхИ.В*. Глобальные атмосферные осцилляции в динамике современного климата // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2014. – Т. 11, № 1. – С. 62-71.

2. *БышевВ.И., НейманВ.Г., ПономаревВ.И., РомановЮ.А., СерыхИ.В., ЦуриковаТ.В.*. Роль глобальной атмосферной осцилляции в формировании климатических аномалий дальневосточного региона // Доклады РАН. – 2014. – Т. 458, № 1. – С. 63-68.

3. *Philander S. G.* El Niño, La Niña and the Southern Oscillation. –San Diego, CA: Academic Press, 1990. – 289 p.

4. *McPhaden M. J., Zebiak S. E. Glantz M. H*. ENSO as an integrating concept in Earth science// Science. – 2006. – V. 314, № 5806. – P. 1740-1745.

5. *Trenberth, K. E., Caron J. M.* The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures and precipitation// J. Clim.–2000. – V. 13. – P. 4358-4365.

6. *Singh, A., Delcroix T., Cravatte S.* Contrasting the flavors of El-Nino-Southern Oscillation using sea surface salinity observations// J. Geophys. Res. – 2011. – V. 116. C06016.

7. *Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B. et al.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century// J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108(D14), 4407.

Marchukova O.V., Voskresenskaya E.N., Serykh I.V.

ANOMALIES OF THE BARENTS SEA HYDROMETEOROLOGICAL REGIME IN THE CONTEXT OF THE EL NINO AND LA NINA EVENTS

The interest in the impact of the El Niño - Southern Oscillation (ENSO) on the Arctic regional climate has increased in the last ten-year. In this paper quantitative estimates of the Barents Region hydrometeorological characteristics corresponding to El Niño and La Niña phase variation were given in the context of the Global atmospheric oscillations (GAO) during 1920-2014. The ice concentration and the sea surface temperaturewere selected as main hydrometeorological characteristics. Composite analysis of the sea surface temperature anomalies and the ice concentration won't significant changes in the Barents Sea region during the positive phase that is in those periods when there were warm El Niño events. And during the GAO-ENSO negative phase statistically significant changes in studied hydrometeorological parameters were obtained.

УДК 551.466.3

А.Ю. Медведева[1,2], В.С. Архипкин[2], С.А. Мысленков[2]

[1] *Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, г.Москва*
[2]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г.Москва*
alias.bannikova@gmail.com

ОСОБЕННОСТИ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Шторма на Балтийском море в осенне-зимний период – явление частое. По результатамчисленного моделирования с использованием спектральной модели SWAN и реанализа NCEP/NCAR штормовые ситуации, когда значительная высота волн превышала 2 метра, были идентифицированы для 63-летнего периода. В общей сложности за этот период произошло более, чем 2900 случаев, в среднем около 50 штормов в год. Штормовая активность Балтийского моря усиливается (в соответствии с линейным трендом). Также была обнаружена двадцатилетняя периодичность с увеличением в 70-х и 90-е годы XX века. Среднегодовая значительная высота волн также увеличивается во второй половине XX века, и изменяется от 2.4 до 3.3 м, но такой четкой периодичности, как для количества штормов, не прослеживается.

Ключевые слова: Балтийское море, ветровое волнение, модель SWAN, NCEP/NCAR, волновой климат, NCEP/CFSR, значительная высота волн

Морские ветровые волны – одно из наиболее очевидных проявлений взаимодействия океана и атмосферы, а изменение штормовой активности – своего рода зеркало глобальных климатических изменений, происходящих на Земле. Знание режимных и экстремальных характеристик ветрового волнения имеет большое значение для мореплавания, строительства гидросооружений и портовых комплексов, освоения нефтегазоносных районов шельфа.

Балтийское море – почти полностью замкнутое внутриконтинентальное шельфовое море с максимальной глубиной до 453 м. Относительно небольшие размеры акватории практически полностью исключают наличие длиннопериодной зыби. Сложная геометрия бассейна и высокая изменчивость ветровых полей приводят к большому временно́му и пространственному разнообразию ветровых волн. Режим ветрового волнения в Балтийском море определяется характером общей атмосферной циркуляции в регионе. Наивысшая штормовая активность в Балтийском море наблюдается в осенне-зимний период. К сожалению, современная сеть инструментальных измерений характеристик ветрового волнения в Балтийском море имеет достаточно низкую плотность пространственного покрытия данными, что приводит к снижению точности оценки

характеристик ветрового волнения. Для повышения качества воспроизведения и прогноза используется численное моделирование ветрового волнения, которое позволяет обеспечить данными практически любой регион с необходимым пространственным разрешением и за интересующий период времени.

В настоящей работе при помощи модели SWAN по данным реанализа NCEP/NCAR (временной шаг – 6 часов; пространственный ~ 1.9×1.9°) были восстановлены поля характеристик ветровых волн для Балтийского моря с 1948 по 2010 г. с расчетным шагом 0.05° за каждые 6 часов. Модель SWAN для условий Балтийского моря ранее была применена рядом авторов [Räämet, Soomere, 2010; Kriezi, Broman B., 2008], однако использование в качестве ветрового форсинга реанализа NCEP/NCAR в сочетании с этой моделью за столь длительный период сделано впервые.

Сравнение полученных модельных данных было проведено с инструментальными данными шведских буев [http://www.smhi.se/ecds], с результатами оперативных моделей и результатами исследований других авторов [Медведева и др., 2015] (табл. 1). Также был проведен ряд численных экспериментов с использованием реанализа нового поколения NCEP/CFSR с временным шагом 1 час и пространственным разрешением ~ 0.3125×0.3125°. Расчеты выполнялись с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова [http://parallel.ru].

Таблица 1

Статистические характеристики сравнения значительной высоты волн (*Hs*) по модельным и измеренным данным с использованием различных реанализов

Название буя и реанализа	Период наблюдений	R	RMSE	Bias	SI
«Финнгрундет» (30.6 м) 61.00° с.ш., 18.67° в.д. NCEP/NCAR	январь–декабрь 2010	0.83	0.51	-0.33	0.53
	ноябрь 2010	0.88	0.64	-0.50	0.45
	июль 2010	0.77	0.33	-0.20	0.48
"Содра Остерсйон" (111.7 м) 55.92° с.ш., 18.78° в.д. NCEP/NCAR	январь–декабрь 2010	0.88	0.72	-0.53	0.58
	ноябрь 2010	0.91	0.89	-0.73	0.49
	июль 2010	0.87	0.44	-0.34	0.60
«Финнгрундет» NCEP/CFSR	ноябрь 2010	0.95	0.27	0.025	0.19
"Содра Остерсйон" NCEP/ CFSR	ноябрь 2010	0.95	0.37	-0.16	0.20

Модель SWAN с использованием реанализа NCEP/NCAR занижает значения Hs [Медведева и др., 2015]. Посчитанные в рамках верификации модели статистические характеристики (табл. 1) попадают в средний диапазон, по сравнению с другими исследованиями [Медведева и др., 2015], таким образом совпадение достаточно высокое и модель адекватно воспроизводит реальные условия, в частности в рамках задачи изучения волнового климата.

Результаты, полученные в рамках численных экспериментов с использованием другого ветрового форсинга NCEP/CFSR показывают значительно более высокое совпадение (рис. 1), и его использование планируется в будущем. Преимуществом реанализа NCEP/NCAR, по сравнению с NCEP/CFSR является его длительность.

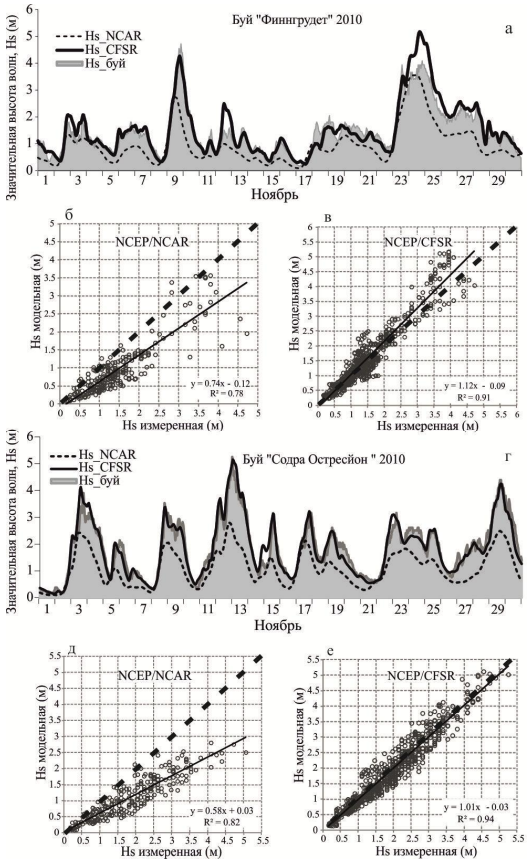


Рис. 1. Сравнение значительной высоты волн со шведских буев за ноябрь 2010 года и данных численного моделирования [Медведева и др., 2015]: для буя «Финингрундет» (а), скаттер-диаграммы (б, в), где *y* – уравнение линейного тренда, R^2 – величина достоверности аппроксимации; и для буя «Содра Остерсйон» (г, д, е).

За 63 года (1948–2010 гг.) было выявлено 2943 штормовых ситуации, т.е. ~ 50 штормов в год [Медведева и др., 2015]. Случаи, когда значительная высота волн *Hs*(среднее значение от 1/3 наибольших высот волн) достигала 2 м, рассматривались как штормовые ситуации. По полученным результатам

четко выделяется однонаправленный линейный тренд усиления штормовой активности в Балтийском море (рис. 2).

В межгодовой изменчивости штормовой активности выявляется двадцатилетняя периодичность с увеличением числа штормов в конце 1970-х и в 1990-х гг. и уменьшением в конце 1980-х, середине 2000-х. Типичные периоды интенсификации и ослабления ветрового волнения составляют для Балтики 10–12 лет [Soomere, 2008], что и подтверждается полученными результатами. Тренды в изменчивости волновой активности для различных районов акватории Балтийского моря имеют различный характер. В работах [Broman et al., 2006; Soomere et al., 2008; Zaitseva-Pärnaste et al., 2009] обращается внимание на стремительный характер изменения спадов и усиления волновой активности в течение одного десятилетия. Причиной этого может быть чувствительность волновых полей Балтийского моря к изменению траекторий циклонов.

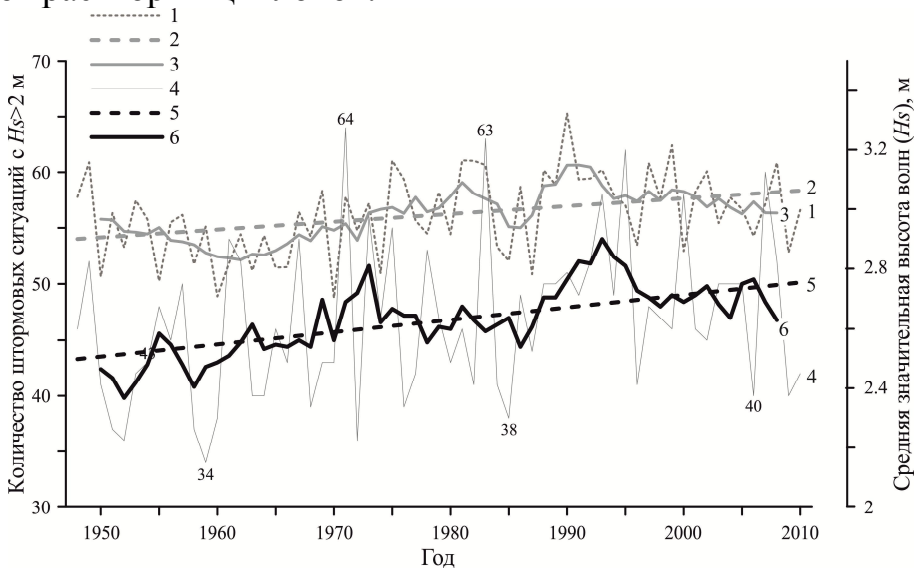


Рис. 2. Средняя за год значительная высота волн *Hs*(*1*), линейный тренд (*2*) и скользящее среднее (*3*) по *Hs,* количество штормовых ситуаций с 1948 по 2010 г., отобранных по критерию *Hs*>2 м (*4*), линейный тренд (*5*) и скользящее среднее (*6*) по ним.

Среднегодовая *Hs* также возрастает во второй половине XX в. (рис. 2), ее значения колеблются от 2,4 до 3,3 м, но такая четкая периодичность, как для количества штормовых ситуаций, не выявлена. При этом наблюдается межгодовое смещение области максимальных *Hs*.

Согласно исследованиям европейских морей, омывающих побережье России [Arkhipkin et al., 2014], подобная двадцатилетняя периодичность была выявлена для Каспийского и Азовского морей. Однако, в отличие от Балтийского моря, в них происходит снижение штормовой активности.

Ветровое волнение Балтийского моря характеризуется множеством интересных особенностей: несоответствием между трендами десятилетней изменчивости ветровой интенсификации в зависимости от региона [Broman

et al., 2006; Soomere, 2008; Zaitseva-Pärnasteetal., 2009]; межгодовым смещением области максимальной высоты значительных *Hs*. Период самых сильных ветров необязательно совпадает с сезоном наиболее мощной волновой активности Балтийского моря. Для Балтийского моря характерно существование волн почти такой же высоты, как в значительно бóльшем по размерам Средиземном море [Лопатухин и др., 2006; Soomere et al., 2008]. Обычно большую крутизну волн в Балтийском море связывают с его небольшими глубинами (в среднем 54 м), однако в большинстве случаев увеличение крутизны есть результат коротких, но сильных штормов с ограниченной длиной разгона волн. Такие штормы генерируют очень крутые волны даже в глубоководных областях, и при этом ограниченная глубина слабо влияет на характер волн. [Соомере, Куркина, 2011].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (РНФ) грант № 14-50-00095 и грантов РФФИ № 14-05-91769 и № 16-35-00338.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Räämet A., Soomere T.*The wave climate and its seasonal variability in the northeastern Baltic Sea // Estonian Journal of Earth Sciences.– 2010.– Vol. 59.– № 1.– P. 100-113.

2. *Kriezi E.E., Broman B*. Past and future wave climate in the Baltic Sea produced by the SWAN model with forcing from the regional climate model RCA of the Rossby Centre // US/EU-Baltic International Symposium, 2008 IEEE/OES.– IEEE, 2008.– P. 1-7.

3. http://www.smhi.se/ecds

4. *Медведева А.Ю. и др.*Волновой климат Балтийского моря на основе результатов, полученных с помощью спектральной модели SWAN // Вестник Московского университета.– 2015.– Сер.5 География.– № 1.– С.12-22.

5. http://parallel.ru

6. *Soomere T.* Extremes and decadal variations of the northern Baltic Sea wave conditions //Extreme Ocean Waves. – Springer Netherlands, 2008. – P. 139-157.

7. *Broman B., et al.* Trends and extremes of wave fields in the north-eastern part of the Baltic Proper //Oceanologia. – 2006. – Vol. 48. – № S. – P.165-184.

8. *Soomere T.* et al. Wave conditions in the Baltic Proper and in the Gulf of Finland during windstorm Gudrun //Natural Hazards and Earth System Science. – 2008. – Vol. 8. – №. 1. – P. 37-46.

9. *Arkhipkin V.S. et al.* Wind waves on the Black Sea: results of a hindcast study // Natural Hazards and Earth System Sciences.– 2014.– Vol. 14.– № 11.– P. 2883-2897, doi:10.5194/nhess-14-2883-2014, 2014.

10. *Zaitseva-Pärnaste I. et al*. Seasonal and long-term variations of wave conditions in the northern Baltic Sea // Journal of Coastal Research.– 2009.– Vol. SI 56.– P. 277-281.

11. *Лопатухин Л.И., и др.* Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей // Российский морской регистр судоходства. СПб, 2006. – 450 с.

12. *Соомере Т., Куркина О.*Статистика экстремального волнения в юго-западной части Балтийского моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2011.– Т. 4.– № 4.– С.43-58.

A.Yu. Medvedeva, V.S. Arkhipkin, S.A. Myslenkov

FEATURES OF WIND WAVES IN THE BALTIC SEA FOLLOWING THE RESULTS OF NUMERICAL MODELING

Storms on the Baltic Sea in autumn and winter are very frequent. Following the results of numerical modeling using spectral model SWAN and reanalysis NCEP/NCAR the storm situations, when the significant wave height exceeded 2 meters, were identified for the 63-year period. In total the quantity of the storm situations was more than 2900 cases, an average of about 50 storms per year happened in the Baltic Sea in this time period. The storminess of the Baltic Sea tends to increase (according to the linear trend). The twenty-year periodicity with the increase in the 70-s and 90-s years of XX century was revealed. The average yearly significant wave height increases in the second part of the century too and differs from 2.4 to 3.3 m, but there is no such clear periodicity as for the amount of the storm situations.

УДК № 532.593.5

С.Ю. Михайличенко, В.Ф. Удовик

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
liham1984@rambler.ru

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЛНОГАСЯЩИХ СВОЙСТВ ПОДВОДНЫХ ВОЛНОЛОМОВ

Целью работы является исследование волногасящих свойств подводных волноломов в прибрежной акватории Национального заповедника “Херсонес Таврический”. Основная задача заключается в моделировании динамики поверхностных волн в исследуемой акватории при их прохождении над подводными препятствиями. Моделирование проводилось с использованием негидростатической волновой модели SWASH (SimulatingWAvestillShore) [1]. Исследовалось взаимодействие поверхностных волн, генерируемых штормовым ветром северо-западного направления, с тремя параллельными друг другу подводными волноломами, расположенными в прибрежной области акватории Херсонесского городища. Были определены особенности формируемых волновых полей. Оценен вклад берегозащитных сооружений в ослабление волнового поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. SWASH version 3.14, User Manual, Delft University of Technology, Netherlands – 2015–130 P. (http://swash.sourceforge.net).

УДК 551.466

С. А. Мысленков, Е.В. Столярова, В.С. Архипкин

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, г.Москва
stasocean@gmail.com

ПРОГНОЗ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ ВЫСОКОГО ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗРЕШЕНИЯ ДЛЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА, ЦЕМЕССКОЙ БУХТЫ И РАЙОНА СОЧИ

Представлена технология прогноза волнения высокого разрешения для Керченского пролива, Цемесской бухты и района Сочи. Технология основана на спектральной волновой модели SWAN с использованием нерегулярной вычислительной сетки высокого разрешения (до 200-300 м). В качестве прогностических полей ветра используется поля ветра GFS (0.25°). Приведено описание технологии и особенности вычислительной сетки. Представлены примеры прогноза волнения.

Ключевые слова: Черное море, Керченский пролив, ветровое волнение, прогноз волнения, SWAN, нерегулярная сетка.

Прогноз волнения для прибрежных районов является чрезвычайно важной задачей для России, так как это районы интенсивного судоходства и хозяйственного освоения.

Для Черного моря в настоящее время существует несколько вариантов использования волновых моделей [2,3,8,9] для исследования волнового климата и проведения прогнозов.

В нашей реализации для расчета параметров ветрового волнения использовалась спектральная волновая модель третьего поколения SWAN версии 41.01, которая позволяет получать расчетные поля волнения как на глубокой воде, так и в мелководных районах со сложной конфигурацией берега. Код модели SWAN является открытым и доступен на сайте Делфтского технического университета.

В данной системе в качестве входных данных о ветре для прогностических расчетов используются данные системы GFS (Global Forecasting System), функционирующей в метеорологическом центре NCEP/NOAA. Пространственное разрешение системы GFS с января 2015 года оставляет 0.25°, шаг по времени 3 часа [7].

Вычисления проводились на специальной нерегулярной триангуляционной сетке, включающей в себя все Черное и Азовское моря с шагом по пространству 12 км, а также Керченский пролив, Цемесскую бухту и район Сочи с шагом до 200 м (Рис. 1.). Общее количество узлов сетки - 12131.

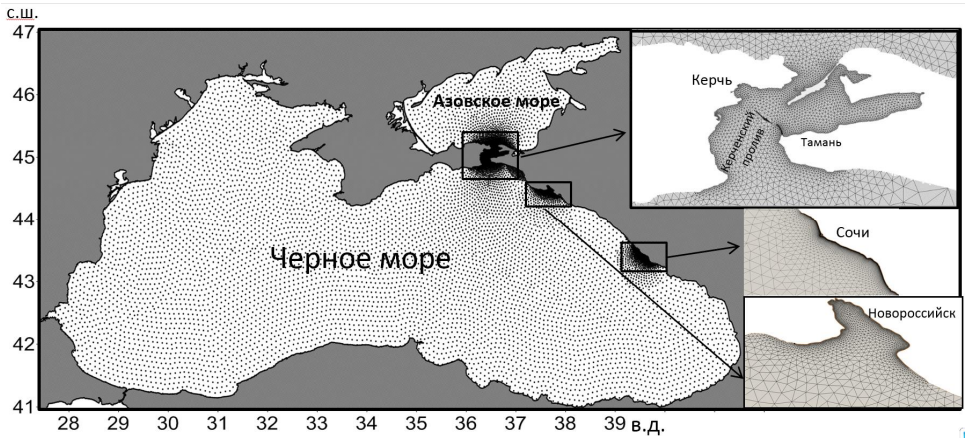


Рис. 1. Расчетная неструктурная сетка для Черного и Азовского морей. На врезке – Керченский пролив. Черным кружком обозначено положение волнового буя в районе Геленджика

Используемая нерегулярная сетка позволяет получать диагностические и прогностические поля волнения высокого разрешения при относительно небольшом количестве узлов, что при использовании регулярных и вложенных сеток весьма проблематично. Для выбранных прибрежных районов шаг сетки уменьшается пропорционально уменьшению глубины и составляет около 200-300 м. Такой подход позволяет прослеживать развитие ветрового волнения как в открытом море, так и при выходе волн на мелководье, где особенно проявляются процессы рефракции, дифракции, обрушения, диссипации. Подобные системы диагноза и прогноза волнения можно использовать для любых других акваторий.

Технология прогноза волнения высокого разрешения создавалась поэтапно, сначала для Цемесской бухты, потом для Керченского пролива. В работах [4,5,6] изложены основные особенности работы системы прогноза и приводятся оценки ее качества.

Также были проведены диагностические расчеты волнения для катастрофического шторма 11 ноября 2007 года. Описание данного шторма и результаты его моделирования приведены работах [1,6,9]. По нашим расчетам высота значительных волн в открытой части Черного моря на пике шторма достигала 8 м 09:00 11 ноября. На подходах к проливу высота волн снижается до 6 м, а в районе косы Тузла до 1.5-2 м, в следствии уменьшения глубины (рис.2). Следует отметить, что максимальная высота волн может быть больше значительной в 1.5-2 раза, так, волны, например, 3% обеспеченности, согласно распределению Рэлея, уже в 1.33 раза больше значительных волн.

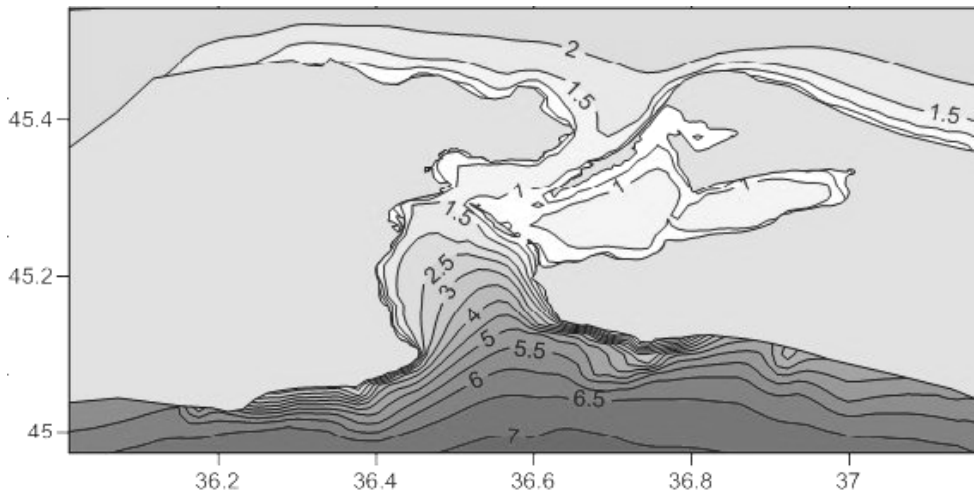


Рис.2. Значительная высота волн (м) в Керченском проливе по данным моделирования на 11 ноября 2007 года

Оперативная прогностическая система работает на основе полей прогноза ветра GFS, доступных с пространственным разрешением 0.25°. Используются данные прогноза GFS на 72 часа с шагом 3 часа. При помощи скриптов из глобальных полей ветра GFS вырезается область для Черного и Азовского моря. На следующем шаге происходит конвертация полей GFS и формирование входного файла для модели SWAN. После формирования входного файла содержащего поля ветра на 72 часа происходит запуск модели SWAN. Чтобы избежать занижения высоты волн для первых прогнозов (на 3, 6, 9 часов), связанного с «холодным» стартом модели (начальным условием является отсутствие волн) также используются данные прогноза GFS от 12:00 предыдущего дня. Волновая модель стартует от 12:00 предыдущего дня и к первому прогнозу на 3 часа текущего дня волнение уже разгоняется в течение 15 часов, чего по оценкам авторов вполне достаточно для Черного и Азовского морей. После окончания расчетов модель выдает следующую информацию о волнении: значительная высота, направление, период, высота зыби, длина волны, зональный и меридиональный перенос волновой энергии. Далее при помощи скриптов в программе Surfer производится построение карт распределения параметров волн для акватории Черного и Азовского моря и для прибрежных районов в увеличенном масштабе. Карты содержат прогноз параметров ветрового волнения с временным шагом 3 часа. На рис.3. представлен пример прогноза волнения на 24-45 часов от 31.01.2016.

Работы выполнены при поддержке грантов РФФИ № 16-08-00829 (расчеты параметров волнения в прибрежной зоне) и РФФИ № 16-35-00488 (создание расчетных сеток).

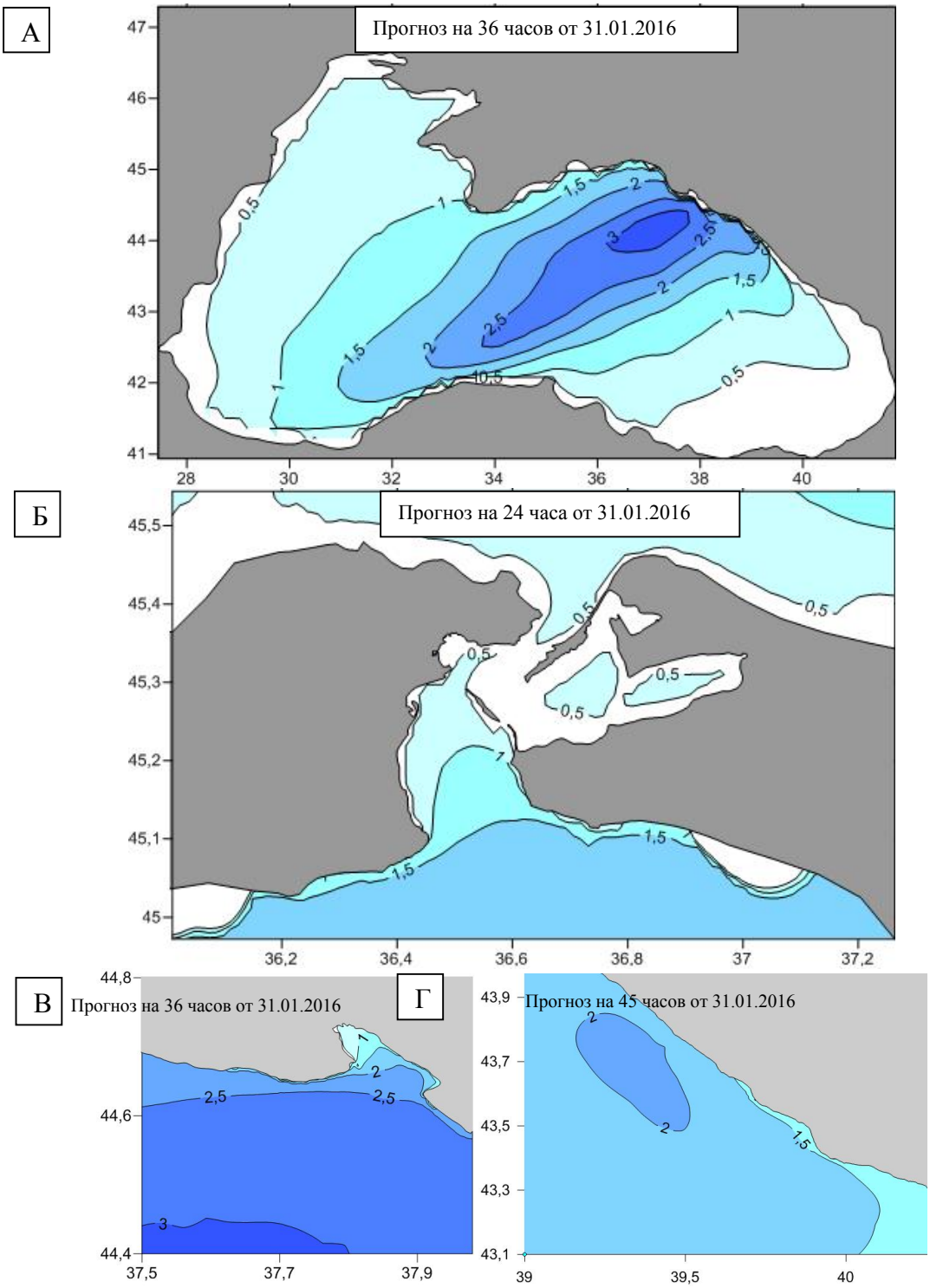


Рис.3 Пример прогноза высоты значительных волн (м) для Черного моря (А), Керченского пролива (Б), Цемесской бухты (В) и района Сочи (Г)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бухановский А.В. и др. Шторм на Черном море 11 ноября 2007 г. и статистики экстремальных штормов моря / // Изв. РГО, т. 141, вып. 2, 2009, с. 71-79.

2. Зеленько 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.

3. Лопатухин Л.И., Бухановский А.В., Иванов С.В., Чернышова Е.С. Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей // Российский морской регистр судоходства. – СПб, 2006. – 452 С.

4. Мысленков С.А., Архипкин В.С. Анализ ветрового волнения в Цемесской бухте Черного моря с использованием модели SWAN. Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации,2013, Вып. 350. С. 58–67

5. Мысленков С.А., Архипкин В.С. Система регионального прогноза ветрового волнения в Цемесской бухте Черного моря. - Труды государственного океанографического института, 2014, Т. 215, с. 117–125.

6. Столярова Е.В., Мысленков С.А. Прогноз ветрового волнения высокого пространственного разрешения в Керченском проливе. Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, 2015, № 354, с. 24-35

7. CISLResearchDataArchive. http://rda.ucar.edu

8. FominV. V.andV. A. Ivanov, “Numericalsimulationofwindwavesnear the Kosa-Tuzla Island,” in: Ecological Safety of the Coastal and Shelf Zones and Complex Utilization of the Shelf Resources (2004), pp. 233–242.

9. Korshenko A, Ilyin Y, Velikova V. Oil spill in the Kerch Strait in November 2007 –M: Nauka, 2011 – P. 34-78

Stoliarova E. V., Myslenkov S. A., Arkhipkin V.S.

HIGH-RESOLUTION WAVE FORECAST SYSTEM FOR THE KERCH STRAIT, TSEMES BAY AND SOCHI REGION

УДК551.467.3.068

Л.М. Наумов, С.М. Гордеева
Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург
levnaumov96@gmail.com

ИЗМЕНЧИВОСТЬЛЕДОВИТОСТИ КАРСКОГО МОРЯ

Рассматривается изменчивость форм льда Карского моря в зимнее время 1997-98 и 2014-15 гг. на основе оперативных ледовых картААНИИ. Выявлено, что зимой 1997-1998 гг. старый лед имел достаточно большую площадь, соизмеримую с площадью других форм льда, в то время как зимой 2014-2015 гг. старый лед почти исчез. Площадь моря, освобождаемая старым льдом зимой 2014-15 гг. замещается однолетними формами льда, что сопровождается увеличением времени их роста на 5-6 недель.

Ключевые слова: Карское море, ледовые карты, оперативные данные, формы льда, потепление Арктики.

Введение. Изучение динамики ледовитостиморей необходимо для построения навигационных карт и обеспечения мореплавания. Карское море представляет собой важный участок северного морского пути, поэтому навигация в нем – актуальный вопрос [1]. Кроме того, Карское море также является перспективным объектом в области разработки полезных ископаемых, а производить прибрежное строительство, организовывать добычу полезных ископаемых на шельфе без анализа влияния льда на данные сооружения практически невозможно [2].

В нашу эпоху актуальным можно назвать потепление климата, которое более всего проявляется в арктическом регионе [3]. Распределение общей ледовитости Карского моря в апреле (рис.1), когда отмечается её максимум в годовом ходе, получено путем усреднения с учетом площадей 1-градусных данных о ледовитости из архива Reyn_SmithOIv2 (http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.EMC/.CMB/.GLOBAL/.Reyn_SmithOIv2/.monthly/.sea_ice/) в границах бассейна. На рис.1 видно, что за последние годы ледовитость в зимний период года значительно уменьшилась.

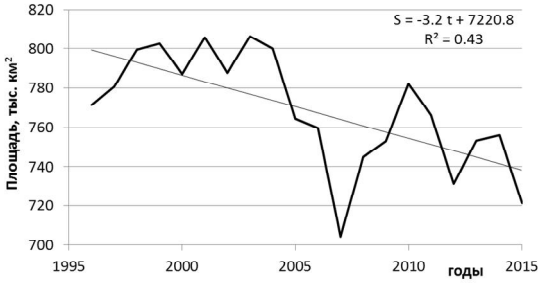


Рис.1. Межгодовая изменчивость площади, занятой льдом в Карском море в апреле.

Однако остается непонятным, с какими формами льда это может быть связано: уменьшается количество нарастающего льда или сокращаются многолетние льды, захватывающие значительную акваторию моря.

Цель работы –изучить динамику форм льда Карского моря в зимнее время на основе оперативных спутниковых данных в разные климатические периоды.

Исходные данные и методы исследования.В качестве исходных данных были взяты еженедельные оперативные карты ААНИИ по ледовитости Карского моря (http://www.aari.nw.ru/odata/_d0004.php?m=Kar). В летний период (1.06-30.09) карты отражают распределение льда по обобщенным градациям сплоченности, в зимний период (1.11-31.05) – распределение льда по градациям возраста (толщины льда) – ниласовые, молодые, однолетние (тонкие, средние, толстые) и старые. Сбор (усреднение) информации выполняется за 2-5-суточный период. Карты составляются по данным ИСЗ (видимый, ИК-диапазоны, радарные снимки), судов и полярных станций. Эта информация также представлена в виде shp-файлов ГИС, атрибуты которых закодированы по коду SIGRID-3 [4]. Доступ к архиву: http://www.aari.nw.ru/resources/d0004/. Данные выбирались за два периода: с середины ноября 1997 по конец мая 1998 и с середины ноября 2014 по конец мая 2015.

В соответствии с принципами ГИС, карты имеют некоторое количество полигонов с известной площадью, также для каждого полигона определена доля площади каждой формы льда, находящегося в этом районе. На основании этих данных были рассчитаны площади каждой формы льда за каждую из 30 обозреваемых недель двух зим, а также построены диаграммы их динамики.

Выделялись следующие формы льда:

- Старый лед (код SIGRID3 – 95);
- Толстый однолетний лед >120 см (код 93);
- Средний однолетний лед от 70 до 120 см (код 91);
- Тонкий однолетний лед от 30 до 70 см (коды 86-87);
- Молодой тонкий лед от 10 до 30 см (коды 83-85);
- Начальные формы льда <10 см (коды 81-82).

Различие в общей площади, занимаемой льдами и чистой водой, обусловлено различием площадей моря, представленных на исходных ледовых картах, в основном в приполярной зоне.

Результаты и обсуждение.

В течение зимы 1997-1998 гг. (табл.1, рис.2)ледовая обстановка Карского моря характеризуется следующими особенностями:

– постоянством присутствия на акватории старого льда с практически неизменной площадью 160-200 тыс.км^2 (33-42%);

– наличием двух периодов: ноябрь–февраль и март–май. Первый период характеризуется нарастанием льда от тонких форм до максимально толстой формы однолетнего льда. Второй – практически неизменной ледовой обстановкой с преобладанием толстого однолетнего (45-50%), тонкого однолетнего (8-10%) и начальных форм льда (5-9%).

Таблица 1

Изменение площади различных форм льда в Карском море за зимы 1996-1997 гг., 2014-2015 гг.

Событие	1997-1998 (общая площадь карты 470-518 тыс.км^2)		2014-2015 (общая площадь карты 720-800 тыс.км^2)	
	Период, дата от-до	Площадь, от-до, тыс.км^2(%)	Период, дата от-до	Площадь, от-до, тыс.км^2(%)
Старый лед				
Начало зимы	5/11	206 (42)	4/11	409 (54)
Сокращение площади	30/12-21/01* 6/05-27/05	206(42)-175 (34) 178(34)-159(31)	2/12-28/04	409 (54)-4.6(1)
Конец зимы	27/05	159(31)	26/05	4.8(1)
Чистая вода				
Начало зимы	5/11-12/11	24(5)-20(4)	4/11-2/12	43(6)-6(1)
Отсутствие	12/11-29/04	0	9/12-31/03	0
Конец зимы	29/04-27/05	3(1)-9(2)	7/04-26/05	1(0)-33(5)
Начальные формы льда (h<10 см)				
Начало зимы	5/11	23(5)	4/11	7(1)
Максимум	12/11-27/05	9 (2)	11/11-26/05	17(2)
Молодой тонкий лед (h=10..30 см)				
Начало зимы	5/11	202(39)	4/11	213(28)
Резкое сокращение	5/11-3/12	202(39)-67(13)	-	-
Плавное сокращение	3/12-25/02	67(13)-38(7)	4/11-6/01	213(28)-78(9)
Стабилизация	25/02-27/05	38(7)-42(8)	6/01-26/5	78(9)-64(9)
Тонкий однолетний лед (h=30..70 см)				
Начало зимы	5/11	35(7)	4/11	114(15)
Рост	5/11-3/12	35(7)-238 (46)	4/11-2/12	114(15)-220(28)
Уменьшение	3/12-18/02	238(46)-41(8)	2/12-24/03	220(28)-22(3)

Стабилизация	18/02-27/05	41(8)-28(5)	24/03-26/05	22(3)-23(3)
Средний однолетний лед (h=70..120 см)				
Начало	10/12	0,2(0)	18/11	16(2)
Рост	10/12-21/01	0,2(0)-210(40)	18/11-20/01	16(2)-285(35)
Уменьшение	21/01-25/02	210(40)-16(3)	20/01-26/05	285(35)-104(15)
Стабилизация	25/02-27/05	16(3)-21(4)	-	-
Толстый однолетний лед (h>120 см)				
Начало	21/01	0,3(0)	27/01	56(7)
Рост	21/01-25/02	0,3(0)-234(45)	27/01-14/04	56(7)-466(69)
Стабилизация	25/02-27/05	234(45)-249(48)	14/04-26/05	466(69)-465(69)
* связано с уменьшением площади карты				

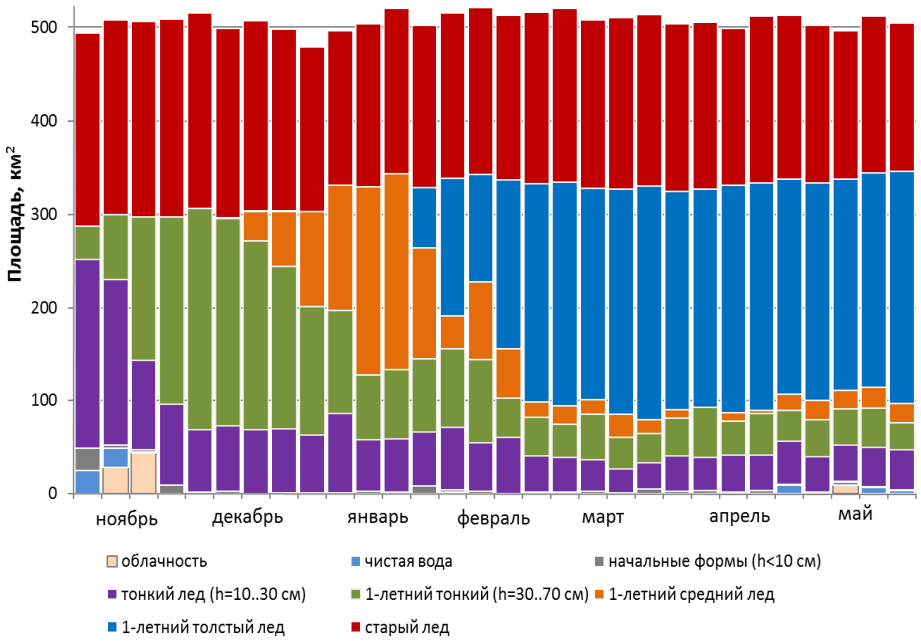


Рис.2. Динамика изменений площади различных форм льда в Карском море за зиму 1997-1998 гг.

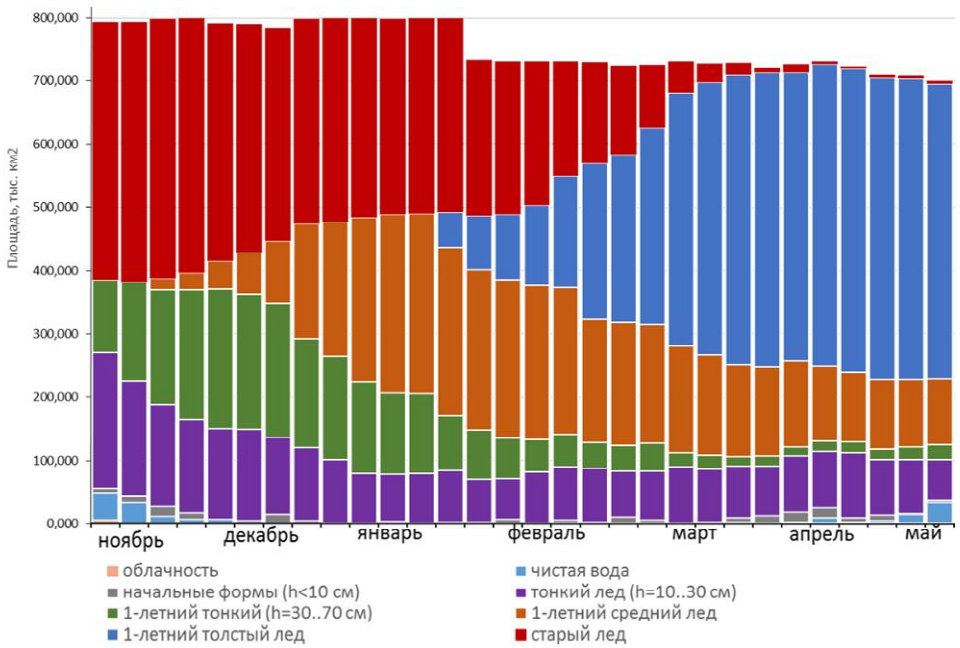


Рис. 3.Динамика изменений площади различных форм льда в Карском море за зиму 2014-2015 гг.

Зима 2014-15 гг. (табл.1,рис.3) начиналась практически так же, как и зима 1997-98 гг.: соотношение форм старого льда и начальных форм льда практически такое же, 54% – старый лед, 44% (335тыс. км^2) – молодые формы льда. Это не единственное сходство: зима 2014-15 гг. также имеет два ярко выраженных периода (трансформации и стабилизации); площади всех видов льда, кроме старого соизмеримы с таковыми в период зимы 1997-98 гг. Однако существуют и различия в зимах 1997-98 гг. и 2014-15 гг. Самое заметное – изменение площади старого льда зимой 2014-15 гг. – старый лед почти перестал существовать, за зиму его площадь уменьшилась с 409 тыс.км^2 до 0,64 тыс. км^2. Наибольшее уменьшение площади наблюдалось в середине зимы, с 27 января по 24 марта 2015 г. Анализ карт показал, что старый лед в течение зимы перемещался к полюсу и к концу зимы практически покинул акваторию Карского моря.

Также заметен и сдвиг в периодах роста и стабилизации льда в 2014-15 гг., если в 1997-98 гг. рост площади толстого однолетнего льда закончился 25 февраля, то в 2014-15 гг. этот процесс продолжался до 14 апреля, эти же закономерности наблюдались также для среднего (процесс стабилизации в 2014-15 гг. отсутствовал) и тонкого (период стабилизации наступил позже на 5 недель) однолетних льдов.

Таким образом, можно выявитьследующие особенности формирования ледовитости Карского моря в 1997-98 и 2014-15 гг.

– Зимой 1997-1998 гг. старый лед имел достаточно большую площадь, соизмеримую с площадью других форм льда, в то время как зимой 2014-2015 гг. старый лед почти исчез как класс.

– Площадь моря, освобождаемая старым льдом зимой 2014-15 гг. замещается однолетними формами льда, что сопровождается увеличением времени их роста на 5-6 недель.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матишов Г.Г. Влияние изменчивости климатического и ледового режимов на судоходство// Вестник РАН. – 2008. – Т.78. - №10. – С. 896-902.

2. Грамберг И.С., Супруненко О.И. Арктический шельф – будущее нефтегазовой промышленности России // Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии). – СПб.: Наука, 2000. – С. 133-144.

3. АнаничеваМ.Д., Анохин Ю.А.Методы оценки изменений климата для физических и биологических систем. – Москва, 2012. – 510 с.

4. Canadian Ice Service SIGRID-3 Implementation 2006. – Environment Canada, 2006. – 14 pp.

L.M. Naumov, S.M. Gordeeva

VARIABILITY OF ICE IN THE KARA SEA

Variability of ice forms in the Kara sea in winter 1997-98 and 2014-15 on the basis of AARI operative ice charts is considered. It is revealed that old ice had a fairly large area in the winter of 1997-98comparable with the area of other ice forms, while the old ice has almost disappearedin winter 2014-2015 and the sea area vacated by old ice is replaced by annual forms of ice, accompanied by the time of their growing to 5-6 weeks.

УДК528.88

М.К. Пичугин, И.А. Гурвич

ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43
pichugin.mk@gmail.com

СПУТНИКОВОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПОГОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

В работе исследуются характеристики интенсивных морских погодных систем над окраинными морями восточного сектора Арктики за осенне-зимние периоды (сентябрь-декабрь) 2014-2015 гг. на основе комплексных мультисенсорных спутниковых измерений. Анализ полей спутниковых оценок гидрометеорологических параметров показал, что над морем Лаптевых, Чукотским и Восточно-Сибирским морями в исследуемый период регулярно регистрируются атмосферные циклоны синоптического масштаба (далее Арктические циклоны) со скоростью ветра у морской поверхности (W) 15 м/с и более, хотя они менее интенсивны и имеют меньшие размеры, чем внетропические циклоны умеренных широт. Характерными синоптическими условиями формирования и эволюции Арктических циклонов является географическая отдаленность от основных зон циклогенеза северного полушария и высокая концентрация над Северным Ледовитым океаном. При дипольной конфигурации антициклонической и циклонической барических систем в тылу циклонов, как правило, возникали холодные вторжения. Вторжения сопровождались формированием мезомасштабных облачных гряд, отражая процесс упорядоченной конвекции в пограничном слое атмосферы. Также над окраинными морями Восточной Арктики наблюдался мезомасштабный циклогенз, который наиболее активен в октябре. Характерные размеры мезоциклонов не превышали, в среднем,200-300 км с максимальным ветром W= 14-16 м/с.

Ключевые слова: Арктика, циклоны, мезоциклоны, спутниковые измерения, мультисенсорный анализ, холодные вторжения, синоптические условия.

В последние годы в связи с сокращением площади ледяного покрова циклонической деятельности над восточной Арктикой уделяется повышенное внимание. Ее интенсификация обусловлена климатическими изменениями, но в то же время отмечено её влияние на экстремальные среднеширотные климатические проявления [1-2].

Комплексныйанализ мультисенсорных спутниковых измерений [3, 6] и усовершенствованных данных реанализаASR и ERAInterim выявило, что циклоническая деятельность в Арктике более интенсивна, чем предполагалось ранее.Ряд исследователей отмечают тенденцию к усилению ветра и увеличению высоты волн в сентябре-октябре в прибрежных районах окраинных морей Восточной Арктики и северной части Берингова моря [4, 5].

В работе представлены результаты исследования формирования и эволюции интенсивных морских погодных систем и их воздействия на гидрометеорологические условия окраинных морей восточного сектора Арктики в осенне-зимние сезоны (сентябрь–декабрь) 2014-2015 гг. по данным спутникового дистанционного зондирования.

Для изучения циклогенеза использовались видимые и инфракрасные изображения спектрорадиометра MODIS (спутники Terra и Aqua) и поля приводного ветра по измерениям скаттерометра ASCAT со спутников MetOp-A и Met-Op-B и микроволнового радиометра AMSR2 (спутник GCOM-W1). Для количественных оценок паросодержания атмосферы, водозапаса облаков применялись оригинальные алгоритмы восстановления геофизических параметров по данным AMSR2 [8, 9].

Циклон над Чукотским морем 24-25 сентября 2015 г.

Циклон, который 24-25 сентября 2015 г. определял погодные условия над Чукотским морем, вышел на его акваторию из районов Колымы и Якутии. В 00 Гр. 24 сентября, он сместился на Чукотское море с давлением в центре 992 гПа. После этого он медленно перемещался на северо-восток и продолжал углубляться. Стадии максимального развития циклон достиг в 12 Гр. 24 сентября, при этом давление в его центре упало до 987 гПа. В дальнейшем он медленно заполнялся, продолжая перемещаться на северо-восток.

Как следует из карт приземного анализа за 00 Гр. 25 сентября (рис.1а), к югу от основного центра образовался еще один центр циклонической циркуляции, который хорошо виден также в поле облачности на ИК-изображении радиометра MODIS (спутник Aqua) за 23 Гр. 24 сентября (рис. 1б).

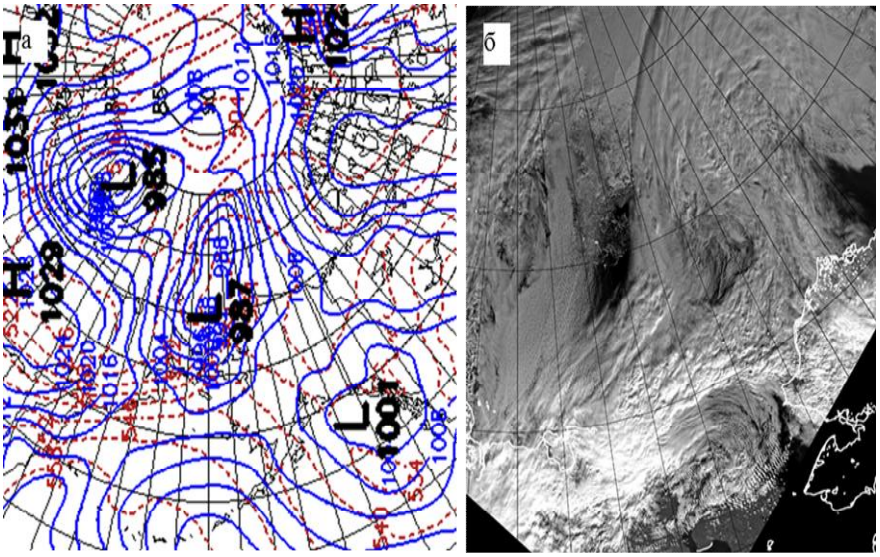


Рис. 1. Эволюция циклона над Чукотским морем: карта приземного анализа Национального центра окружающей среды NOAA за 00 Гр. 25 сентября (а); ИК-изображение облачности по данным

Максимальное паросодержание атмосферы V в циклоне по данным радиометра AMSR2 (спутник GCOM-W1) составляет 18-20 кг/м^2. Такое количество водяного пара сопоставимо с паросодержанием в полярно-фронтовых циклонах над северо-западной частью Тихого океана (СЗТО). Водозапас облаков Q мал, что характерно для восточно-арктического региона, и варьирует в диапазоне 0.1-0.2 кг/м^2.

Максимальная скорость ветра регистрировалась вокруг центра циклона, в зоне теплого фронта и фронта окклюзии достигала 18-20 м/с (рис. 2а, б).

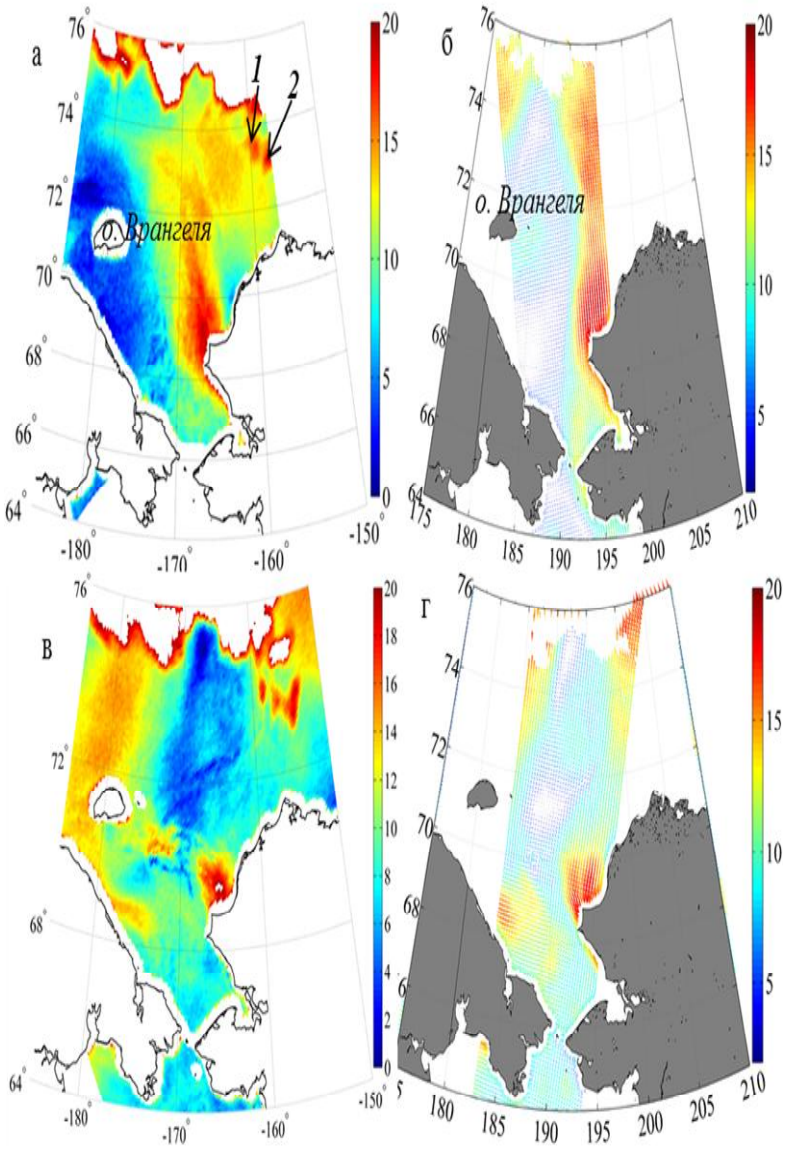


Рис. 2. Поля приводного ветра по измерениям радиометра AMSR2 (спутник GCOM-W1) за 23:50 Гр. 23 сентября (а) и 22:54 Гр. 24 сентября (в); по измерениям скаттерометра ASCAT (спутники MetOp-A и MetOp-B) за 08:53 Гр. (б) и 21:39 Гр. (г) 24 сентября 2015 г. Шкалы в м/с.

В центральной его части скорость ветра не превышала 3-5 м/с. По мере перемещения циклона на северо-восток область сильных ветров вокруг его центральной части сохранялась. Однако максимальные ветры наблюдались в северо-восточном секторе двухцентровой циклонической системы, в зоне повышенных барических градиентов между циклоном и гребнем высокого давления, который распространялся на северо-запад от мощного антициклона с центром над Северной Америкой (рис. 2в, г). Еще один очаг усиления ветра регистрировался к северу от п-ова Лисберн и, вероятно, был обусловлен орографическим эффектом, характерным для этого района при различных направлениях ветра (рис. 2г). Заполнение циклона сопровождалось расширением площади его маловетреной центральной части. При этом вокруг центральной части сохранялись ветры силой 12-15 м/с, местами до 18 м/с (рис. 2в, г).

Мезоциклоны над Восточно-Сибирским морем 17 октября 2015 г.

Рисунок 3а, г показывает формирование облачной системы МЦ спиральной формы с горизонтальными размерами около 200 км и диаметром малооблачного глаза примерно 20 км. Мезоциклоны существовали около суток. На ИК-изображении MODIS (спутник Aqua) за 16:40 Гр. 17 октября (не представлено) в районе их локализации уже регистрировалась только конвективная цепочка с вихрями диаметром < 100 км.Рисунок 3б, в, д, е демонстрирует эволюцию МЦ в полях водяного пара и капельной влаги, восстановленных по данным радиометра AMSR2 (спутник GCOM-W1) при помощи оригинальных алгоритмов [8, 9]. Паросодержание атмосферы в облачной системе МЦ составляет 5-7 кг/м2 и незначительно отличается от паросодержания фона 4-5 кг/м2 (рисунок 3б, д). Достаточно отчетливо спиральная структура мезоциклонов отображается в поле водозапаса облаков Q (рисунок 3в,

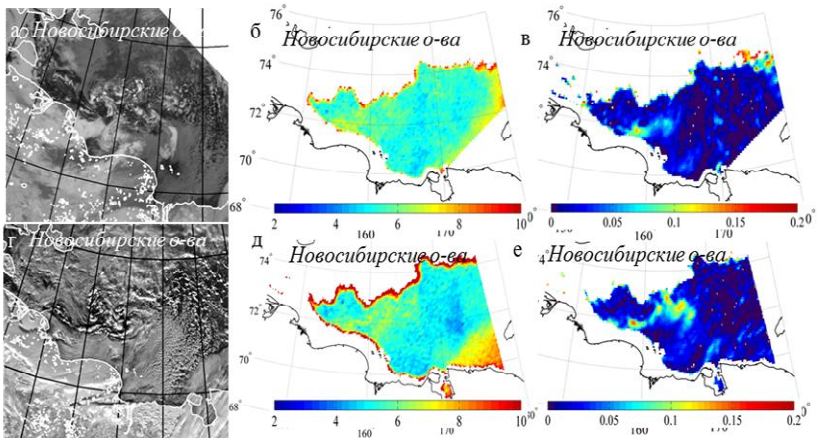


Рис. 3. Инфракрасное за 17:35 Гр. 16 октября (а) и видимое за 01:40 Гр. 17 октября (г) изображения MODIS (спутник Aqua); паросодержание атмосферы и водозапас облаков по измерениям радиометра AMSR2 (спутник GCOM-W1) за 17:30 Гр. 16 октября (б, в) и 01:40 Гр. 17 октября (д, е) 2015 г. Шкалы на (б, в, д, е) в кг/м^2.

Мезоциклоническая деятельность сопровождалась усилением ветра до 10-12 м/с. Это следует из анализа полей приводного ветра по измерениям как микроволнового радиометра AMSR2 со спутника GCOM-W1 (рис.4а), так и скаттерометраASCAT со спутников MetOp-A и MetOp-B (рис.4б). В полях ветра мезоциклоническая циркуляция проявляется достаточно отчетливо, несмотря на погрешности восстановления скорости ветра вблизи кромки льда. Особенно отчетливо отображена спиральная структура мезоциклонов в поле вектора приводного ветра по измерениям скаттерометра (рис.4в).

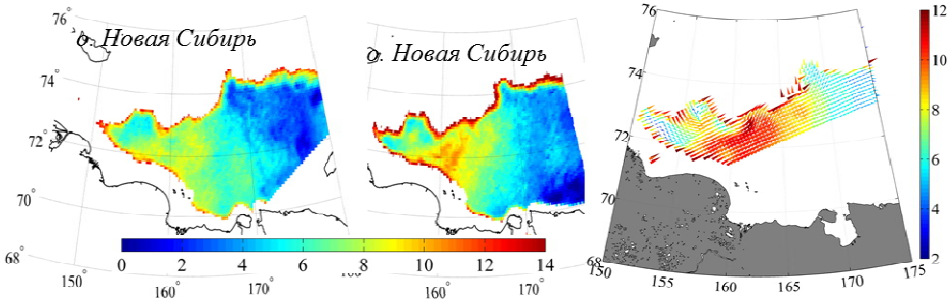


Рис. 4. Поля приводного ветра по данным радиометра AMSR2 (спутник GCOM-W1) за 17:30 Гр. 16 октября (а) и 01:40 Гр. 17 октября (б) и по данным скаттерометраASCAT(спутник MetOpA иB)и 03:28 Гр. (г) 17 октября 2015 г.

Заключение

В работе исследуются характеристики интенсивных морских погодных систем над окраинными морями восточного сектора Арктики за осенне-зимние периоды (сентябрь-декабрь) 2014-2015 гг. на основе комплексных мультисенсорных спутниковых измерений. Анализ полей спутниковых оценок гидрометеорологических параметров показал, что над морем Лаптевых, Чукотским и Восточно-Сибирским морями в исследуемый период регулярно регистрируются атмосферные циклоны синоптического масштаба (далее Арктические циклоны) со скоростью ветра у морской поверхности (W) 15 м/с и более, хотя они менее интенсивны и имеют меньшие размеры, чем внетропические циклоны умеренных широт. Характерными синоптическими условиями формирования и эволюции Арктических циклонов является географическая отдаленность от основных зон циклогенеза северного полушария и высокая концентрация над Северным Ледовитым океаном, проявляющаяся в соизмеримости расстояний между центрами барических систем и их горизонтальными размерами.

Мезомасштабный циклогенез над восточной Арктикой наиболее активен в октябре. В ноябре же большая часть акваторий ВА быстро покрывается льдом, что значительно сокращает площадь районов мезомасштабного циклогенеза. Получение репрезентативных количественных характеристик мезоциклоновв прикромочной зоне из микроволновых спутниковых измерений осложняется наличием

дрейфующего и разреженного льда на акваториях, охваченных мезоциклонической деятельностью.

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. TilininaT., Gulev S.K., Bromwich D.H. New view of Arctic cyclone activity from the Arctic system reanalysis // Geophys. Res. Letters. 2014. V. 41, Issue 5. P. 1766-1772.

2. Sienkiewicz J.M., Jelenak Z., Chang P.S., Folmer M., Albright B., Fadden G. The operational use of scatterometer Surface vector winds in extreme winter ocean storms // Fourth Session of the Joint WMO-IOC Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology 23 - 31 May 2012, Yeosu, Korea Rep.

3. Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Chapron B. New approach for severe marine weather study using satellite passive microwave sensing // Geophys. Res. Letters. 2013. V. 40, Issue 13. P. 3347–3350.

4. Lynch A., Cassano E.,Cassano J., Lestak L.R. Case studies of high wind events in Barrow, Alaska: climatological context anddevelopment processes // Monthly Weather Review. 2003. V. 131. P. 719-732.

5. Wang X.L., Feng Y., Swail V.R., Cox A. Historical changes in the Beaufort–Chukchi–Bering Seas surface winds andwaves, 1971–2013 // Journal of Climate. 2015. V. 28. P. 7457-7469.

6. Заболотских Е.В., Гурвич И.А., ШапронБ. Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледяного покрова // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 64-77.

7. Гурвич И.А., Заболотских Е.В. Мезомасштабные полярные циклоны над восточным сектором Арктики по данным мультисенсорного спутникового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 3. С. 101-112.

8. Митник Л.М., Митник М.Л. Алгоритм восстановления скорости приводного ветра по измерениям микроволнового радиометра AMSR-E со спутника Aqua // Исследование Земли из космоса. 2011. № 6. С. 34-44.

9.Митник Л.М., Митник М.Л., Заболотских Е.В. Спутник Японии GCOM-W1: моделирование, калибровка и первые результаты восстановления параметров океана и атмосферы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10, № 3. С. 135-141.

УДК 551.553.8

Д.А. Сергеев[1,2] ,Г.А. Байдаков[1,2], М.И. Вдовин[1,2],
А.А. Кандауров[1,2], Ю.И. Троицкая[1,2]

[1] Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики РАН, Россия
[2] ННГУ им. Н.И. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия
603950, Нижний Новгород, Ульянова ул. 46
sergeev4758@gmail.com

КОМПЛЕКСНОЕ ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ ПРИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ МЕТЕОУСЛОВИЯХ

В работе представлены результаты исследований процессов ветро-волнового взаимодействия в рамках лабораторного моделирования на Высокоскоростном Ветро-волновом Термостратифицированном Канале (ВВТСК) ИПФ РАН, с использованием контактных, а также наиболее современных оптических методов, основанных на визуализации. Эксперименты выполнены в широком диапазоне скоростей ветра включая ураганные (до 45 м/с при пересчете на 10-м высоту для натурных условий) с интенсивным обрушением волн и образованием брызг. Результаты одновременных измерений параметров ветра и волнения позволили предложить объяснение эффекта тенденции к насыщению коэффициента сопротивления (обмена импульсом) при ураганных скоростях ветрах за счет насыщения уклона волнения. Исходя из важности роли брызг в процессах обмена, впервые выполнена попытка исследования процессов генерации брызг при помощи высокоскоростной видеосъемки.

Ключевые слова: пограничные слои, атмосфера, океан, ураганы, лабораторное моделирование.

Введение

Взаимодействие атмосферы и гидросферы в пограничных слоях является важнейшим фактором формирования погоды и климата в краткосрочной и долгосрочной перспективе, как на региональном, так и на глобальном уровне. Современные численные модели прогноза гидрометеорологической обстановки не позволяют разрешить вертикальные масштабы порядка десятков длин волн на границе раздела, в которых сосредоточены мелкомасштабные, зачастую, турбулентные процессы, связанные с ветро-волновым взаимодействием. Эти многообразные процессы (совокупность которых условно отображена на Рис. 1 из работы [1]), включающие в себя генерацию ветром дрейфовых течений, волн, их распространение, обрушение с образованием брызг и пены, подводных пузырьков, взаимодействия с ледяным покровом и т.д. определяют процессы обмена импульсом, энергией, теплом, влагой, газами. Эмпирические зависимости коэффициентов, характеризующие обмен, от метерологических

условий, и в первую очередь скорости ветра, являются основными входными данными для численных расчетов. Соответственно точность прогнозов определяется достоверностью выполненных измерений, и для экстремальных погодных условий она будет существенно ниже, т.к. при этом измерения в реальных условиях сильно затруднены. В этом случае хорошей альтернативной натурных экспедиционных исследований является моделирование на крупномасштабных ветро-волновых установках [2, 3]. Еще один несомненный плюс лабораторного моделирования заключается в возможности контроля различных (процессов) и разделения их вклада в обмен. Так, например, возможность контролируемого изменения температур воды и воздуха позволяет исследовать влияние стратификации пограничных слоев на обменные процессы, также контролируемо может создаваться пена и моделироваться лед и т.д. В настоящей работе приводятся результаты лабораторного моделирования процесса обмена импульсом при ураганных метеоусловиях, а также процессов генерации брызг.

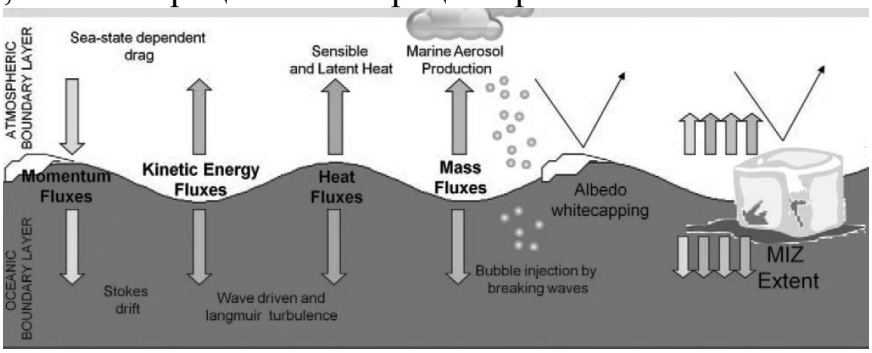


Рис. 1 Схематическое изображение мелкомасштабных процессов, определяющих обмен между атмосферой и гидросферой в пограничных слоях из работы [1].

Схема эксперимента по исследованию обмена импульсом при ветро-волновом взаимодействии на ВВТСК

Эксперименты проводились на ВВТСК ИПФ РАН. Параметры установки позволяют моделировать ветро-волновое взаимодействие в пограничных слоях атмосферы и океана при экстремальных метеоусловиях (создаваемая эквивалентная скорость ветра до 45 м/с) и позволяет реализовывать режим регулярного обрушения волн с образованием брызг (см пример на Рис. 2).

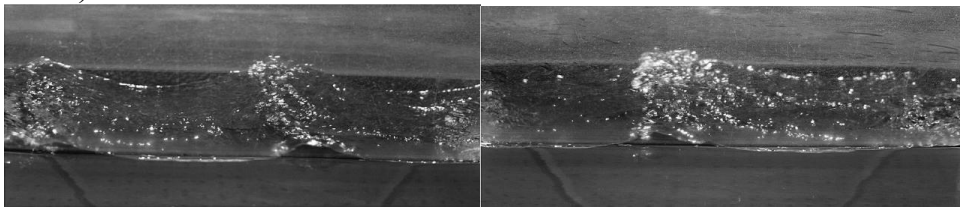
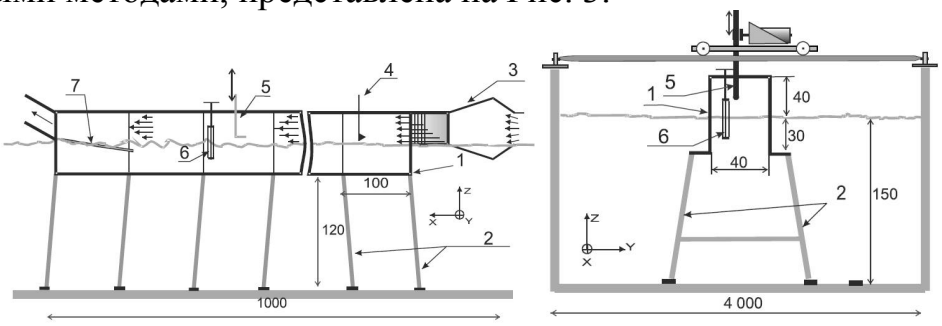


Рис. 2 Переход от необрушающихся волн (слева) к обрушающимися волнами (справа) при увеличении эквивалентной скорость ветра с 22 м/с до 27 м/с.

Прямая часть воздушного канала, установленного на вертикальных стойках в основной чаши Большого термостратифицированного бассейна над водной поверхностью, имеет П-образное сечение и общую длину 10 м. Рабочее сечение воздушного потока составляет 0.4×0.4 м. (более подробное описание установки см. в [3]). Общая схема канала и расположение измерительных средств, для исследования процессов обмена импульса контактными методами, представлена на Рис. 3.



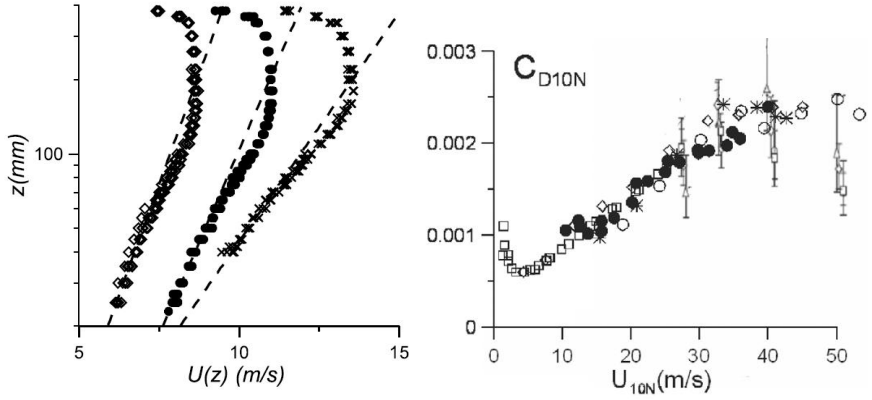
вид сбоку вид спереди

Рис. 3 Схема эксперимента, поперечное сечение канала: 1 – корпус воздушного канала, 2 –вертикальные стойки, 3 –расширяющее - сужающая секция на входе в канал, 4 – термоанемометр для контроля параметров входного потока, 5 – трубка Пито на сканирующем устройстве на расстоянии 8 м от начала канала, 6- трехканальный струнный волнограф 7 – пляж – волногаситель.

Результаты измерений параметров воздушного потока и волнения и их сопоставление

Методом вертикального сканирования с помощью трубки Пито были получены профили средней скорости в 8 м от начала канала (см. Рис. 4). По ним с учетом гипотезы об автомодельном характере профиля в канале были найдены сдвиговое напряжение u^* (скорость трения), пересчитана скорость эквивалентная скорость U_{10} для высоты 10-м, и найден коэффициент обмена импульса или аэродинамического сопротивления $C_{D10N} = u^{*2}/U_{10}^2$ (определяется по аналогии с обтеканием твердой шероховатой поверхности).

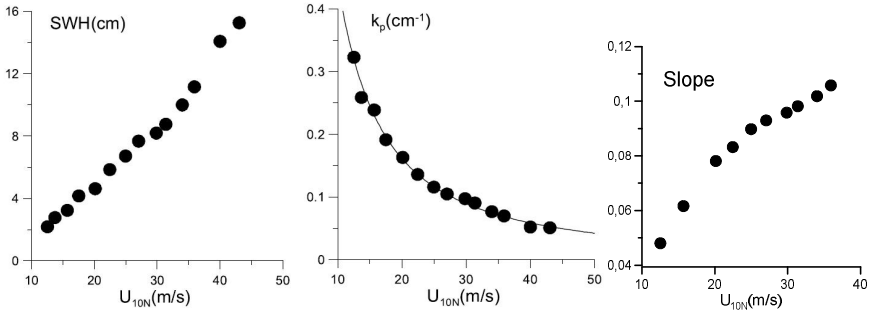
Из Рис. 4 видно, что наши результаты неплохо совпадают с ранее полученными и подтверждают тенденцию к насыщению аэродинамического сопротивления.



(а) (б)

Рис. 4 (а) Примеры измеренных профилей скорости в канале (символы), и аппроксимация логарифмическими зависимостями в области турбулентного пограничного слоя с постоянным потоком импульса (штриховые линии) (б) найденные значения C_{D10N}. Открытые символы с доверительными интервалами – результаты натурных исследований ураганов [2], просто открытые символы – результаты лабораторного эксперимента [4], сплошные символы результаты настоящей работы.

По данным измерений трехканальным струнным волнографом, расположенным рядом с трубкой Пито, с использованием FDM метода были получены спектры, как частотные, так и по волновым числам. Это позволило определить значения энергонесущих частоты и волнового числа, соответствующих пикам в спектрах, без дисперсионного соотношения. Далее была найдена зависимость значительной высоты волнения *SWH*, и волнового числа пика k_P, а также (крутизны) $Slope=SWH \cdot k_P/4$, от скорости ветра U_{10} (см. Рис. 5).

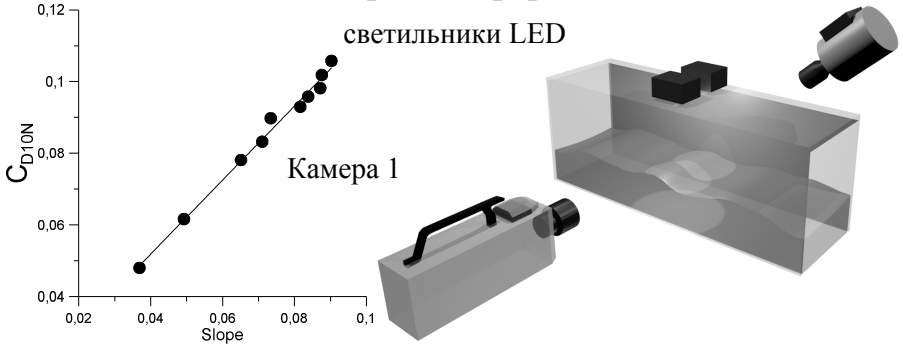


(а) (б) (в)

Рис. 5. (а) Зависимость значительной высоты волнения от скорости ветра SWH (б) аналогичная зависимость пикового волнового числа k_P (в) зависимость среднего уклона *Slope*

Видно, что зависимость уклона также имеет тенденцию к насыщению. Поэтому была построена зависимость $C_{D10N}(Slope)$ (см. рис. 6 а), которая демонстрирует линейный характер. На основе это результата можно выдвинуть гипотезу о том, что тенденция к насыщению коэффициента аэродинамического сопротивления определяется аналогичным характером

поведения для уклона, т.е. несмотря на рост амплитуды и увеличении длины волны происходит стабилизация средней формы.

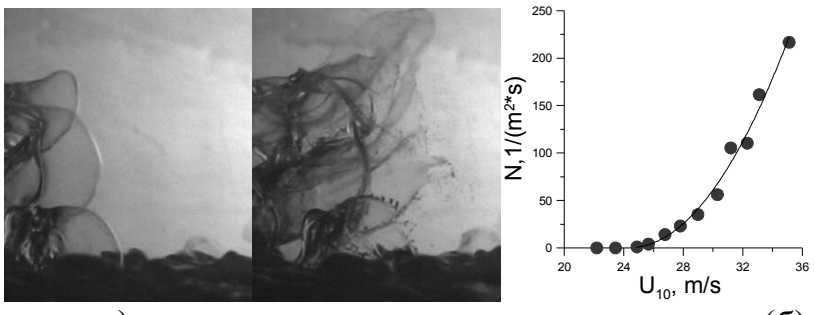


(а) (б)

Рис. 6. (а) Зависимость C_{D10N}(*Slope*) с линейной аппроксимацией (б) схема эксперимента по визуализации обрушений волн с образованием брызг.

Исследование процесса генерации брызг с помощью высокоскоростной видеосъемки.

Как показывают теоретические исследования брызги играют важную роль в процессах обмена и в первую очередь импульсом и теплом. принципиальную. При этом необходимо не только уметь измерять концентрацию брызг и их скорости, но исследовать механизмы их образования. Для этоговпервые выполнены экаперименталные исследования с использованием многоракурсной высокоскоростной (до 10000 кадров секунду) видеосъемки (схема см. на Рис. 6 б).



а) (б)

Рис. 7 (а) Последовательные во времени кадры образования "мембраны" и ее разрушения на капли (б) Зависимость числа мембран, возникающих в единицу времени на единице площади поверхности воды, от скорости ветра.

На изображениях сбоку (Рис. 7 а) видно, что на поверхности воды формируются и развиваются объекты, которые представляют собой тонкостенные «пузыри» или «мембраны», которые раздуваются воздушным потоком, а затем лопаются, образуя брызги. Наблюдаемое явление может быть объяснено как особый вид неустойчивости границы раздела воды и воздуха

”bag break-up”, который хорошо известен в теории дефрагментации жидкостей. Полученные одновременно изображения сверху позволили количество подобных объектов, см. Рис. 7 б.

Благодарности

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 14-05-91767, 15-35-20953, 16-05-00839. Разработка и подготовка измерительного комплекса выполнена при поддержке грантов РНФ 14-17-00667, 15-17-20009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. L. Cavaleri, B. Fox-Kemper, and M. Hemer, Wind Waves in the Coupled Climate System // Bull. Amer. Meteor. Soc., 2012, 93, 1651–1661.

2. Troitskaya Yu. I. , D.A. Sergeev, A.A. Kandaurov, G.A Baidakov, M.A. Vdovin, V.I. Kazakov Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // J. Geop. Res, V. 117, C00J21, 13 PP., 2012.

3. Yuliya Troitskaya, Daniil Sergeev, Alexander Kandaurov and Vasilii Kazakov. Air-sea interaction under hurricane wind conditions / Recent Hurricane Research - Climate, Dynamics, and Societal Impacts, ISBN 978-953-307-238-8, 2011, p.248-26

4. Powell, M.D., Vickery P.J., Reinhold T.A. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones // Nature, 2003, v.422, p.279-283.

УДК 551.583.2

И.В. Серых, А.Г. Костяной
Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва
iserykh@ocean.ru

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В МОРЯХ РОССИИ

Выполнено исследование метеорологических данных различных ре-анализов о температуре воздуха и воды, атмосферного давления, осадках, скорости ветра и облачности за последние 60 лет на акваториях морей России. Были определены характеристики и выполнены картирования наблюдаемых трендов в изменении экстремальных климатических событий и сделан статистический прогноз этих событий на ближайшие десятилетия.

Ключевые слова: Климат, экстремальные климатические события, прогнозирование, гидрометеорологические параметры, экстремальные осадки, наводнения, засухи.

В Четвертом (2007 г.) и Пятом (2014 г.) оценочных докладах по изменению климата Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) указывается, что в XXI веке изменение климата будет сопровождаться увеличением частоты, интенсивности и продолжительности таких экстремальных природных явлений как: экстремальные осадки и экстремально высокие и низкие температуры воздуха [1, 2]. Все это будет приводить к наводнениям, засухам, пожарам, обмелению рек, озер и водохранилищ, опустыниванию, пылевым бурям, таянию ледников и вечной мерзлоты, цветению морей и пресноводных водоемов. В свою очередь эти явления будут приводить к химическому и биологическому загрязнению вод, земель и воздуха. Конечным результатом этих событий являются ухудшение качества жизни населения, значительные финансовые потери, связанные с ущербом, нанесенным жилому фонду, предприятиям, дорогам, сельскому и лесному хозяйству, туризму, а во многих случаях они заканчиваются людскими потерями. Эти же прогнозы подтверждаются результатами исследований, представленных в Первом (2008 г.) и Втором (2014 г.) оценочных докладах Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [3, 4]. Прогнозы ученых неоднократно подтверждались за последние 15 лет – это наводнения в Новороссийске (2002 г.), Крымске и Геленджике (2012 г.), на Дальнем Востоке (2013 г.); аномальная жара 2010 г., аномально холодная зима (февраль) 2012 г. и (январь) 2016 г., аномально теплая зима 2013/2014 г. на европейской территории России. В связи с этим анализ и прогнозирование экстремальных

климатических событий, связанных с региональным изменением климата на акваториях морей России, представляют собой чрезвычайно важную задачу.

Для анализа гидрометеорологических параметров использовались глобальные базы среднемесячных и ежедневных данных: NCEP/NCAR Reanalysis, 20th Century Reanalysis, ERA-20C, JRA-55, GPCC, HadSLP2 и HadCRUT4 за 1950-2010 гг. Из начальных данных был удален сезонный сигнал путем вычитания среднего годового хода за рассматриваемый период. Затем производилось осреднение аномалий исследуемых параметров для различных регионов, соответствующих морям России. Для Черного моря был выбран регион (41°-46° с.ш.; 28°-41° в.д.). По среднемесячным данным методом наименьших квадратов рассчитывались линейные тренды изменения характеристик за исследуемый период. Производились однолетнее и восьмилетнее скользящие осреднения исследуемых рядов. Рассчитывались накопленные суммы рядов аномалий после удаления линейного тренда. За весь исследуемый период были рассчитаны средние значения аномалий отдельно для теплого (апрель-сентябрь) и холодного (октябрь-март) полугодий. Методом быстрого преобразования Фурье были построены спектры исследуемых рядов, соответствующие спектры красного шума и 95% доверительные интервалы. По ежедневным данным для каждого года были рассчитаны количества экстремальных событий, превосходящих по модулю своими аномалиями одно и два среднеквадратических отклонения исследуемого ряда. А также изменения средней амплитуды и продолжительности этих экстремальных событий. Методом наименьших квадратов для положительных и отрицательных экстремальных событий рассчитаны линейные тренды изменений их количества, средней амплитуды и продолжительности.

На Рис. 1 представлены изменения средних аномалий температуры воздуха у поверхности Черного моря по данным ERA-20C. Обращает на себя внимание сильный линейный тренд – за период 1950-2010 температура выросла более чем на 1°C. На фоне линейного тренда имеются междекадные колебания с периодом около 60 лет и амплитудой порядка 1°C. На графике накопленной суммы ряда аномалий после удаления линейного тренда видны точки перелома: 1976 и 1998 годы. Мы предполагаем, что это может быть связано с климатическими сдвигами, произошедшими в 1976/77 и 1998/99 годах в Тихом океане [5], но имевшими глобальный эффект. Межгодовые колебания имеют амплитуду большую (порядка 2°C), чем междекадные. Изменчивость средних аномалий между холодными полугодиями превышает изменчивость между теплыми.

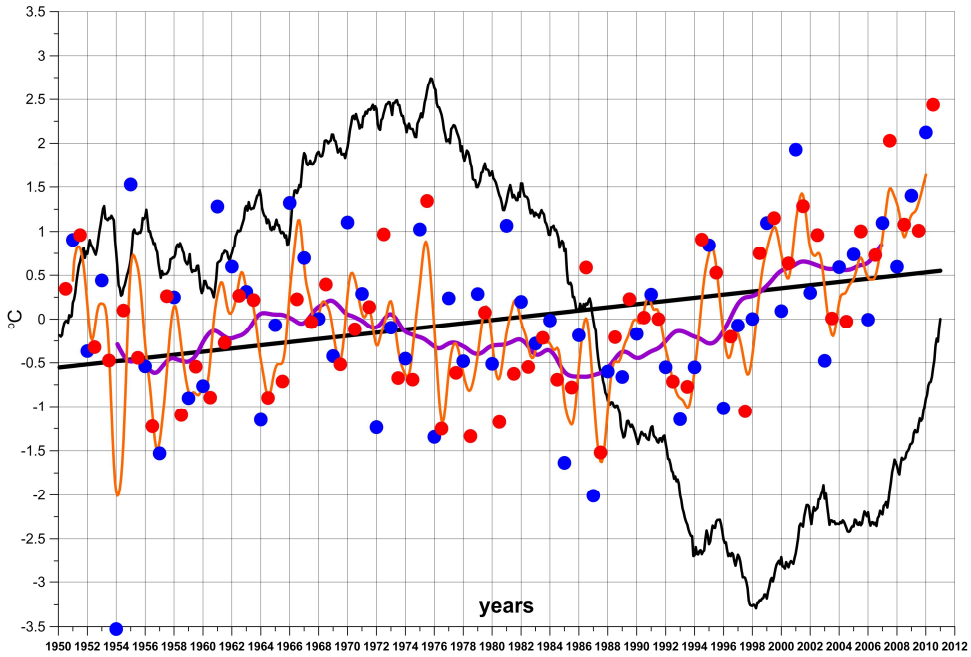


Рис. 1. Изменения средних аномалий температуры воздуха у поверхности Черного моря сглаженные однолетним (оранжевая линия) и восьмилетним (фиолетовая линия) скользящими осреднениями. Их линейный тренд и накопленная сумма после удаления линейного тренда (черные линии). Средние значения аномалий для теплого (красные круги) и холодного (синие кгуги) полугодий.

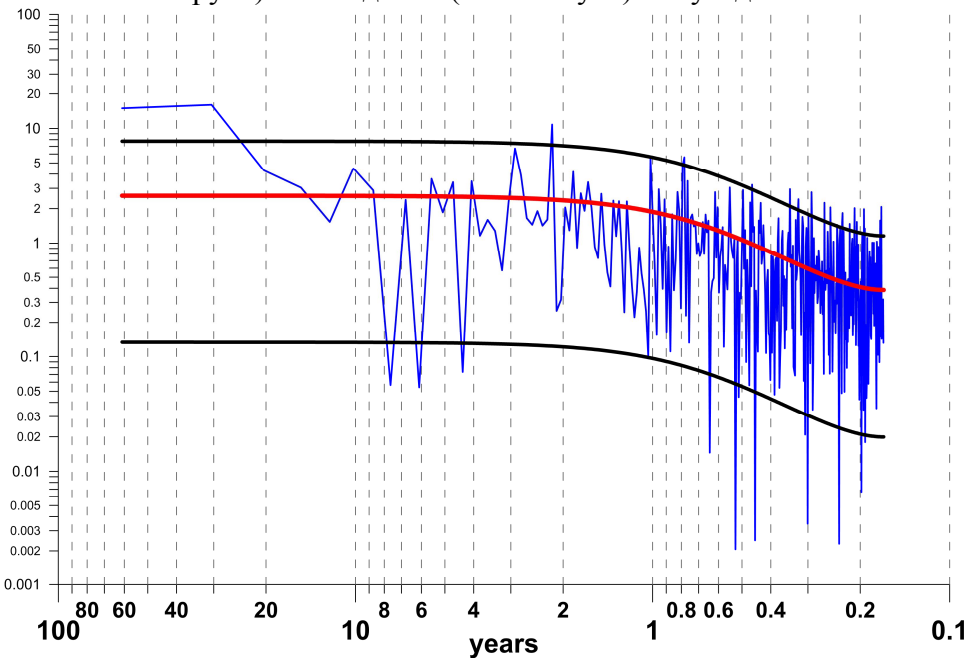


Рис. 2. Энергетический спектр ряда среднемесячных аномалий относительно сезонного хода температуры воздуха у поверхности за период 1950-2010 осредненного для Черноморского региона. Отмечен доверительный интервал от 5% (линия внизу) до 95% (линия вверху) и спектр красного шума (красная линия).

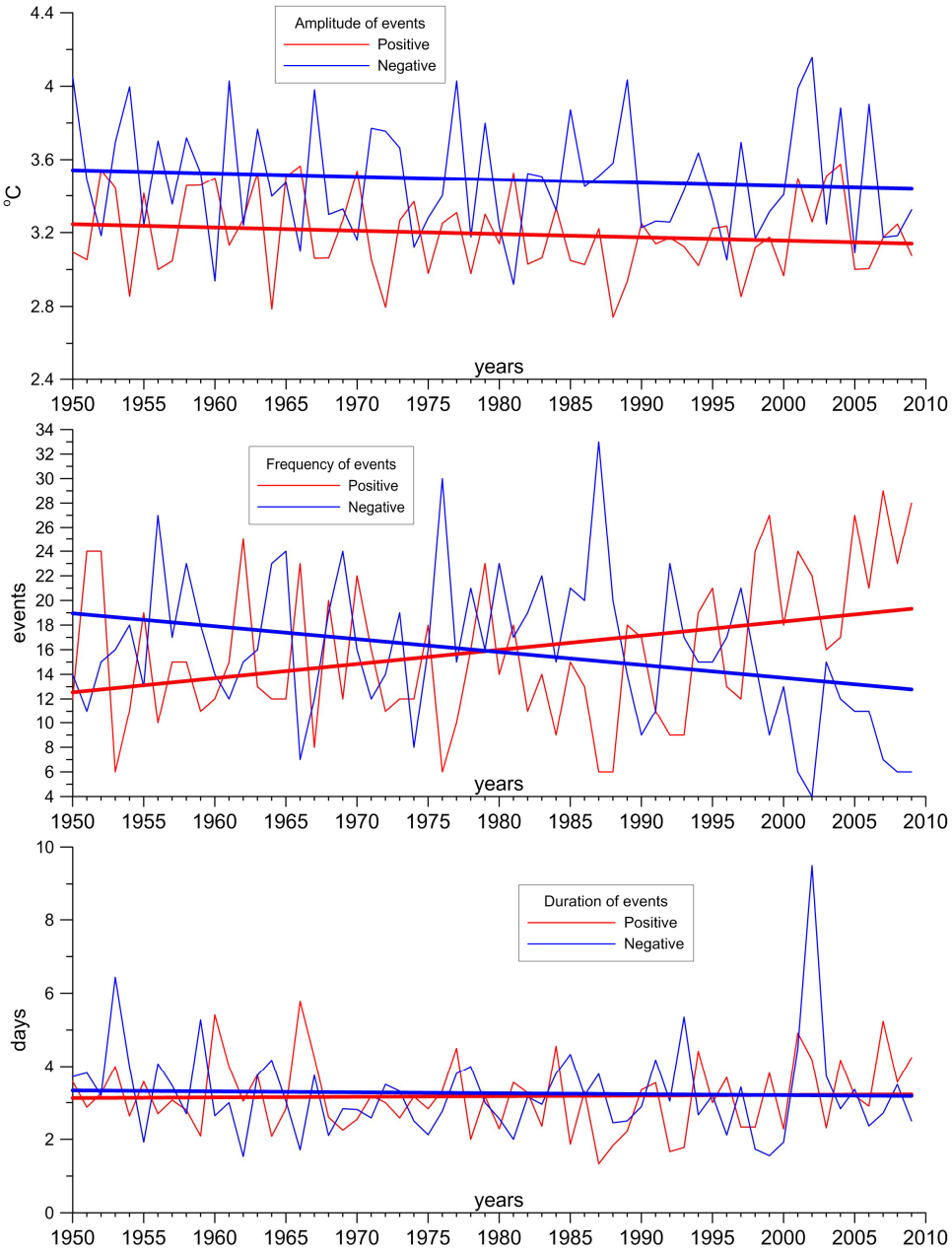


Рис. 3. Ежегодные изменения средней амплитуды (верхняя часть), колличества (средняя часть) и средней продолжительности (нижняя часть) экстремальных явлений с положительными (красные линии) и отрицательными аномалиями температуры воздуха в Черноморском регионе, и их линейные тренды.

На спектре ряда (Рис. 2) имеется пик на периоде 2.2 года, что может быть связано с влиянием Эль-Ниньо и квазидвухлетнего колебания. Также имеется повышение спектральной плотности на периодах 30-60 лет, что соответствует квази- 60-летнему колебанию. Обращает на себя внимание экстремально холодная зима 1953/54, по средней величине аномалий (-3.5°C) превосходящая среднюю межгодовую изменчивость более чем в 2 раза. Начиная с аномально холодного 1987 года над акваторией Черного моря

наблюдается рост приповерхностной температуры воздуха, что оказало влияние на экстремальные события во всём близлежащем регионе [6].

На Рис. 3 приведены графики изменеий характеристик экстремальных температурных явлений в Черноморском регионе, превосходящих по модулю одно среднеквадратическое отклонение. Обращает на себя внимание сильный рост числа экстремальных событий с положительными аномалиями и снижение с отрицательными. При этом наблюдается небольшое понижение средней амплитуды и продолжительности экстремальных событий. Особое внимание обращают на себя 1976 и 1987 годы включившие в себя аномально много холодных событий и мало теплых. После 1987 года происходит резкий рост колличества теплых событий и сокращение числа холодных. Хотя в 2002 году наблюдались длительные холодные события с сильными отрицательными аномалиями, но при этом общее их колличество было небольшим. Схожие результаты демонстрируют и характеристики экстремальных явлений превосходящих два среднеквадратических отклонения. Их особенность является аномально большое число холодных событий в 1953-1954 годы.

Иследование экстремальных событий показало сильную взаимосвязь их колличества с произошедшими изменениями климата. При том, что средние амплитуда и продолжительность экстремальных событий остаются практически на том же уровне.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-50-00095).

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. *IPCC.*Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG1 to the IV Assessment Report of the IPCC.– Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2007.– 996 p.

2. *IPCC.* Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of WG1 to the V Assessment Report of the IPCC.– Cambridge, UKandNewYork, NY, USA, 2013.– 1535 pp.

3. *Росгидромет.* Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. I. Изменения климата.– М.: Росгидромет, 2008.– 227 с.

4. *Росгидромет.* Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации.– М.: Росгидромет, 2014.– 1008 с.

5. *Hui Ding, Richard J. Greatbatch, Mojib Latif, Wonsun Park, and Rüdiger Gerdes.* Hindcast of the 1976/77 and 1998/99 Climate Shifts in the Pacific // J. Climate.– 2013.– 26.– P. 7650–7661.

6. *Meredith E.P,. Semenov V.A., Maraun D. et al.* Crucial role of Black Sea warming in amplifying the 2012 Krymsk precipitation extreme // Nature Geoscience.– 2015.–Vol. 8, No. 8.– P. 615-619.

I.V.Serykh, A.G.Kostianoy

CHANGES OF CLIMATE AND EXTREME EVENTS IN THE SEAS OF RUSSIA

We are analyzing meteorological data on air and water temperature, rainfall, wind speed and cloud cover over the past 60 years in the seas of Russia for determining and mapping of the observed characteristics and trends in the extreme climate events and statistical forecast of these events for the next decades. Determination of a frequency, intensity and duration of extreme climate events in the seas of Russia was done for the first time.

УДК 551.46, 551.5

Е.В. Скиба, М.В. Шокуров, В.А. Дулов, В.Е. Смолов

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
e.v.chechina@yandex.ru

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА МОДЕЛИРОВАНИЯ НА ОСНОВЕ МОРСКИХ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ВЕТРОВЫХ ВОЛН В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА

Работа посвящена верификации волновой модели на основе натурных данных, полученных со Стационарной океанографической платформы в Кацивели. Волновая модель *WAM* и мезомасштабные модели атмосферы *MM5* и *WRF*, с помощью которых рассчитывается поле ветра для волновой модели, в последние годы были адаптированы к Черноморскому региону в МГИ. Для корректного сравнения расчетов с наблюдениями предложен специальный подход, основанный на полуэмпирических представлениях о развитии волн. Результаты работы представлены в виде характеристик качества моделирования, используемых в мировой практике для других регионов. Получено, что индекс рассеяния для высоты значительных волн составляет около 70% летом и около 50% зимой. Величины индексов рассеяния для волновых характеристик и скорости ветра оказываются на том же уровне, что и для полузакрытых морей с северной стороны Средиземного моря.

Ключевые слова: Азово-Черноморский регион, волновая модель, региональные модели атмосферы, качество моделирования характеристик волн и скорости ветра, источники ошибок при моделировании метеоволновых характеристик, натурные измерения ветровых волн в прибрежной зоне южного берега Крыма.

Введение. В последние десятилетия был достигнут значительный прогресс в моделировании морского волнения, что позволяет с определенной степенью надежности решать практические задачи в областях прогноза волнения. Мезомасштабные атмосферные модели *MM5* и *WRF* вместе с волновой моделью *WAM* используются сейчас для оценки волнового климата [1], краткосрочного метеорологического и волнового прогнозов [2], исследований волн и типичных прибрежных атмосферных явлений в Черном море [3]. Научная океанологическая сторона вопроса состоит в выборе в региональных моделях правильных параметризаций природных процессов, учете региональных особенностей [4] и последующей верификации моделей, к которой нужен свой обоснованный подход. Качество работы волновых моделей существенно различается, рассматриваем ли мы открытый океан, или замкнутые моря. Традиционно оно характеризуется индексом рассеяния *SI* – отношением среднеквадратичной ошибки моделирования физической величины к ее наблюдаемому среднему значению. Поскольку на вход волновой модели подается векторное поле скорости ветра на горизонте 10 м,

которое является результатом моделирования атмосферы, качество моделирования волн во многом определяется качеством атмосферного моделирования. В частности, волновые характеристики в северной части Средиземного моря моделируются хуже, чем в его южной части из-за наличия на северной стороне берегового горного рельефа, недостаточно адекватно учитываемого атмосферными моделями [5, 6]. Целенаправленная валидация волновой модели в Черном море, по-видимому, не выполнялась. Данная работа призвана, в какой-то мере, восполнить этот пробел.

В данной работе результаты модельных расчетов волновых характеристик сопоставлены с натурными данными, полученными со Стационарной океанографической платформы Экспериментального отделения МГИ в пос. Кацивели. Отметим, что волны, наблюдаемые в определенной точке замкнутого бассейна, развиваются под воздействием ветра на всей его площади. Поэтому сравнение измеренных волновых характеристик с рассчитанными дает косвенный способ верификации атмосферных моделей, оценки их «интегрального качества», относящегося ко всему ветровому полю над морем. Данная работа имеет целью дать такую оценку для Черного моря в виде характеристик, используемых в аналогичных оценках для Средиземного моря и при глобальном моделировании. Работа также демонстрирует возможные причины наблюдаемых расхождений.

Натурные измерения.Натурные данные были получены со Стационарной океанографической платформы ($33^o59'$ в.д., $44^o23'$ с.ш.) вблизи пос. Кацивели на Южном берегу Крыма в течение трех представительных периодов: октябрь 2012 – апрель 2013, июль – октябрь 2012 и сентябрь – октябрь 2011 [7]. Скорость и направление ветра регистрировались на горизонте 21м с периодом 1 мин. метеостанцией «Davis Vantage Pro», установленной на платформе. Для сравнения с расчетами были использованы векторы скорости ветра, усредненные по двадцатиминутному интервалу, центр которого соответствовал моменту времени расчетной точки.

Поверхностные волны регистрировались с частотой 10 Гц решеткой из шести резистивных волнографов с диаметром струн 0.25 мм. Для выполнения прямой сквозной калибровки измерительно-регистрирующего тракта решетка поднималась или опускалась как целое, при этом точно измерялись величины ее вертикальных смещений [8].Конструктивные детали системы описаны в работе [9]. Для регистрации волн в период октябрь 2012 – апрель 2013 была применена специально сконструированная система, состоящая из одного струнного волнографа с повышенными прочностными характеристиками, позволяющая регистрировать волны с высотами до 10 м. Технические детали системы были сохранены теми же, но данные передавались по радиоканалу на приемное устройство, расположенное на берегу. Волновые данные прошли контроль качества с отбраковкой

ненадежных фрагментов [8]. Для сравнения с расчетами использованы участки непрерывных записей длительностью 1 час. Для каждого участка были оценены частотный $S(f)$ и частотно-угловой $S(f,\vartheta)$ спектры возвышений морской поверхности. Двумерные спектры рассчитывались методом максимальной энтропии [10]. По спектру определялась высота значительных волн $H_s = 4\sigma$, где σ^2- дисперсия возвышений морской поверхности, а также средние частота и направление волн спектрального пика. Хотя при сравнении расчетов с натурными наблюдениями традиционно используются величины периода и направления волн спектрального пика, в нашей работе, как в натурных, так и в рассчитанных частотно-угловых спектрах нередко наблюдается несколько систем волн, характеристики которых трудно сопоставить. Поэтому ниже мы ограничимся лишь сравнением интегральных характеристик спектров $H_S, \bar{f}, \overline{\vartheta}$.

Атмосферное моделирование.В качестве входа для волновой модели мы использовали следующие типы данных, полученных в результате моделирования атмосферы над Черным морем: базовым источником служили результаты глобального оперативного анализа *NCEP/NCAR*, (поля характеристик атмосферы с пространственным разрешением 0.5° и дискретностью по времени 6 часов); поля скорости ветра с более высоким пространственным разрешением были получены в МГИ с использованием мезомасштабной атмосферной модели *MM5* и ее более современного варианта *WRF* [11], расчетная область для региональных моделей покрывает всю акваторию Черного моря (39º - 49º с.ш., 25º - 45º в.д.), а в качестве боковых граничных условий используются результаты глобального оперативного анализа; Начиная с 2007 года, МГИ выполняет для Черноморского региона оперативный прогноз погоды с использованием модели *MM5*. Пространственное разрешение для всего Черноморского региона равно 10 км, а временное разрешение – 1 час. Далее будем использовать результаты глобального оперативного прогноза *NCEP/NCAR*, ре-анализа МГИ и прогноза МГИ в качестве входа волновой модели, а соответствующие расчеты для краткости будем обозначать номерами 1, 2 и 3.

Результаты. Рис. 1 позволяет сравнить натурные данные с модельным расчетом 3. Здесь для зимнего сезона 2012-2013 гг. показаны высота значительных волн и средняя частота волн. Как следует из графиков, в штилевые периоды наблюдаемая величина H_S остается на уровне двух-трех десятков сантиметров, в то время как рассчитанные величины H_S нередко оказываются на порядок меньше. Эти ситуации соответствуют наблюдениям слабой зыби в условиях, когда зыбь отсутствует в модельном расчете. В соответствующие моменты на графике для средней частоты волн можно видеть резкие «выбросы», где рассчитанная $\bar{f}$ существенно выше измеренной. Хотя корректное описание волн при штиле вряд ли представляет

большую практическую важность, отмеченные расхождения влияют на статистические характеристики качества моделирования.

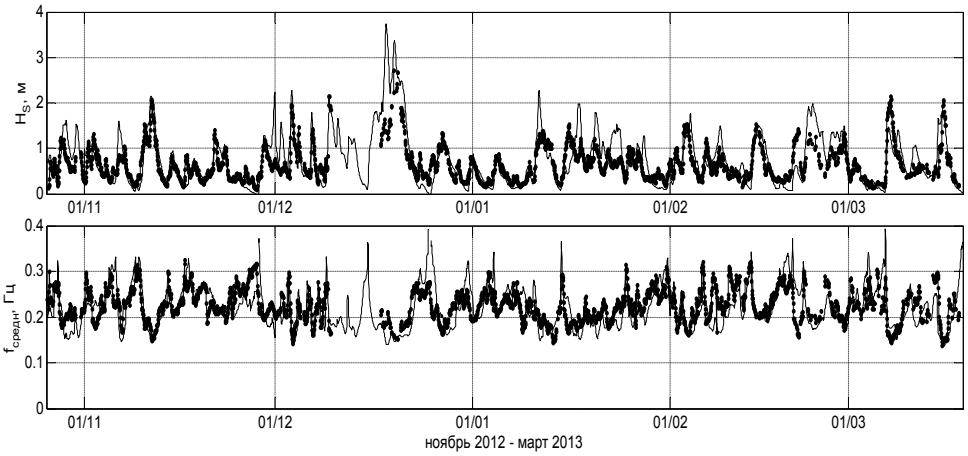


Рис. 2. Высота значительных волн (сверху) и средняя частота волн (снизу) в зимний период 2012-2013. Точки – натурные данные, линия – расчет 3.

Для всех расчетов смещение H_S оказывается на уровне единиц сантиметров, смещение $\bar{f}$ - на уровне 0.01 Гц и ниже, смещение $\bar{\theta}$ - на уровне 10° и ниже. Величины *slope* для H_S показывают, что расчет 1 всегда занижает высоту волн, в то время как расчеты 2 и 3 завышают ее. Величины *slope* для $\bar{f}$ показывают, что все расчетызавышаютсреднюю частоту волн летом и занижают ее зимой. Судя по величинам индексов рассеяния *SI* и *SI*2, средняя частота волн моделируется существенно качественнее, чем высота значительных волн, причем H_S и $\bar{f}$ в зимнем сезоне моделируются лучше, чем в летнем. Отметим, что коэффициент корреляции *r* для $\bar{f}$ всегда ниже, чем для H_S, что может быть связано с недостаточно адекватным описанием зыби в волновой модели. Среднее направление волн моделируется с существенной ошибкой – на уровне. Отметим, что расхождения в величинах $\bar{\theta}$ между различными расчетами оказываются на том же уровне .

5. Заключение

В данной работе выполнена оценка качества моделирования волновых полей в Черном море на основе сравнения с натурными измерениями со Стационарной океанографической платформы в Кацивели. Моделирование проведено с использованием волновой модели *WAM* (cycle 4), на вход которой подавались поля скорости ветра в Азово-Черноморском регионе, полученные с помощью мезомасштабных моделей атмосферы *MM5* и *WRF*. Эти модели были адаптированы к региону в Морском гидрофизическом институте. Поскольку развитие волн, наблюдаемых на платформе,

происходит на площади всего бассейна, полученные оценки характеризуют «интегральное качество моделирования» волн и атмосферы в Черном море. Чтобы корректно провести сравнение, был предложен специальный подход (см. пункт 2.3), основанный на полуэмпирических представлениях о развитии волн [Komen et al., 1994]. Для детального анализа полей ветра были выполнены методом вложенных сеток специальные расчеты атмосферных полей с повышенным (до 1 км) пространственным разрешением. Результаты работы представлены в виде характеристик качества моделирования, используемых в мировой практике для других регионов. Полученные результаты показывают, что качество моделирования высоты значительных волн и скорости ветра в прибрежной зоне южного берега Крыма, характеризуемое величинами индексов рассеяния 40-60%, соответствует полузакрытым морям с северной стороны Средиземного моря, где индекс рассеяния может достигать 70% [5, 6]. Качество моделирования средней частоты волн выше, оно приближается к результатам глобального моделирования (*SI* ~ 15%). Наименее надежен расчет средних направлений волн (характерная ошибка на уровне 40°). В зимний сезон характеристики волн моделируются надежнее, чем в летний (см. табл. 3), так что индекс рассеяния для высоты значительных волн зимой оказывается примерно на 20% ниже, чем летом. Качество моделирования скорости ветра не превосходит качество моделирования характеристик волн, т.е. модель атмосферы может являться основным источником ошибок при расчетах волновых полей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов В. В., Комаровская О. И. Атлас экстремального ветрового волнения Черного моря. – Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика” – 2009. – 59 с.

2. Ivanov V.A., Shokurov M.V., Dulov V.A., Kudryavtsev V.N., Soukissian T. Operational Atmospheric Modeling for Advance Warning of Weather Disasters in the Black Sea Region // Geography, Environment, Sustainability – 2013– v.06 – №4 – p.31-47.

3. ЕфимовВ.В., БарабановВ.С. Бризовая циркуляция в Черноморском регионе. // Морскойгидрофизическийжурнал. – 2009. – № 5. – С. 23-36.

4. Шокуров М.В. Артамонов С.Ю. Эзау И.Н. Численное моделирование атмосферы в районе платформы в Кацивели для планирования и интерпретации натурных экспериментов. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа –Севастополь – 2010 – N21 (К юбилею 30-летия платформы в Кацивели) –239-251.

5. Cavaleri L., Bertotti L. The accuracy of modelled wind and waves fields in enclosed seas // Tellus – 2004 – 56A – 167–175 pp.

6. Ardhuin, F., Bertotti, L., Bidlot, J. R., Cavaleri, L., Filipetto, V., Lefevre, J. M., Wittmann, P. Comparison of wind and wave measurements and models in the Western Mediterranean Sea // Ocean Engineering – 2007 – 34(3) – 526-541.

7. Ivanov V.A., Dulov V.A., Kuznetsov S.Yu., Dotsenko S.F., Shokurov M.V., Saprykina Y.V., Malinovsky V.V., Polnikov V.G. Risk assessment of encountering killer waves in the Black Sea. // Geography, Environment, Sustainability – 2012 – 5 (N1) – 84-111 pp.

8. Чечина Е.В. (2013) База волнографических данных, полученных со Стационарной океанографической платформы ЭО МГИ НАН Украины в Кацивели // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Сб. научн. тр. Вып.27 / НАН Украины. – Севастополь – 2013– 215-220.

9. Малиновский В.В., Дулов В.А., Большаков А.Н., и др. Методическое и техническое обеспечение калибровки РЛСБО ИСЗ “Сич-1м” для работ над морской поверхностью. Возможный подход. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2004. – Вып. 11. – С. 236-251.

10. Kahma K, Hauser D, Krogstad HE, Lehner S, Monbaliu JAJ, Wyatt LRMeasuring and analysing the directional spectra of ocean waves. EU COST Action 714, (2005) EUR 21367, Brussels, 465 pp.

11. Skamarock, W. C. et al. A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR, Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center of Atmospheric Research, June 2008, 113 p.

СЕКЦИЯ 3

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ

Сфера интересов предложенных докладов и семинаров включает в себя области морского шельфа России, со множеством проливов, разнообразием береговой линии и гидрологических объектов. Предлагаемая секция будет важным событием в процессе междисциплинарного общения, обмена мнениями, координации иследований и обмена результатами для ученых со всей России.

УДК 597.2.5: 551.468.6

Э.Р. Аблязов

Институт морских биологических исследований РАН, г. Севастополь
e_ablyazov@mail.ru

ВЛИЯНИЕ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СТРУКТУРУ ИХТИОЦЕНА ЭСТУАРНОЙ ЗОНЫ РЕКИ ЧЕРНАЯ

Приводятся результаты анализа многолетних исследований гидрологического режима и ихтиоцена устьевой части реки Черная. Рассматриваются тренды изменения температуры и солености, а так же динамика видового разнообразия и количественных показателей ихтиофауны эстуарной зоны реки Черной и верхней части Севастопольской бухты.

Ключевые слова: ихтиофауна, термогалинные характеристики, эстуарий, Севастопольская бухта.

Данная работа является продолжением трехлетних исследований сотрудников отдела планктона ФГБКН ИМБИ РАН[2].

До масштабных гидростроительных работ, проведенных в середине XX века Севастопольская бухта имела другое строение и оканчиваясь в районе ГРЕС(совр.) примыкая к Инкерманскому болоту, вдоль юго-западной границы которого и текла река Черная. На сегодняшний день в результате дноуглубительных работ образован Инкерманский ковш, охвативший ранее заболоченные территории и нижнюю часть течения реки до автомобильного моста. А устьевая часть реки была фактически сдвинута вверх по течению [2].

Река Черная является одной из наиболее многоводных рек Крыма и в отличие от многих других рек полуострова практически никогда не пересыхает. Среднемноголетний расход воды ее составляет 1.94 $м^3/с$, а максимальный – 160 $м^3/с$, что является самым большим показателем в Крыму. [7] Благодаря круглогодичному стоку ее вод в Севастопольскую бухту сформировался естественный квазистационарный эстуарий, наиболее крупный в Крыму, занимающий устье реки и кутовую часть бухты. [1,2]. Данный участок является весьма динамичным, подверженным воздействию различных природных и антропогенных факторов на различном пространственно-временном масштабе, что определяет актуальность настоящих исследований.

Материал для настоящего сообщения собран в период с июня 2006 г по декабрь 2014 г включительно. На трех фиксированных станциях дважды в

месяц до мая 2009 г, а с июня 2009 г. один раз в месяц, проводились замеры температуры воды, отбор проб поверхностной и придонной воды на соленость, а так же облов рыбы. Станция 2 располагалась возле причала "Малый Инкерман", глубина 1.5-2 м, грунт сильно заиленный песок. Станция 3 - в мелководной и относительно изолированной части Инкерманского ковша, глубина 0.8-1.5 м, грунт - ил. Станция 4 - у автомобильного моста, глубина 1-3 м, грунт - заиленный песок, ракуша [2].

Лов рыбы осуществляи буксируемым креветочным саком, с входным отверстием полукруглой формы размером 1.6 × 0.8 м, площадью 1 м^2, оснащенным хамсеросом с ячеёй 6,5 мм. Облов проводился при касании саком дна на глубинах от 0.8 до 3 м на расстоянии протяженностью около 50 м. Параллельно измеряли температуру и отбирали пробы воды на соленость поверхностного слоя, а с июля 2007 г и придонного слоя. Положение станций определялось с помощью портативной навигационной системы GPS. Все работы осуществлялись с моторной лодки Ял - 6 "Аквариум" [2].

Видовая принадлежность рыб определялась с помощью определителей [3,4,6]. Биологический анализ ихтиологического материала проводился в лабораторных условиях согласно общепринятой методике [5]. Анализ проб воды на соленость выполнялся аргентометрическим методом в отделе Марикультуры и морской фармакологии ИМБИ РАН.

Гидрологические исследования.

Сезонные изменения температуры воды на трех станциях имеют типичный синусоидальный характер и происходят относительно синхронно. При анализе долговременных изменений линия тренда имеет очень слабую тенденцию к возрастанию, следовательно, средняя температура не значительно изменяется с годами.

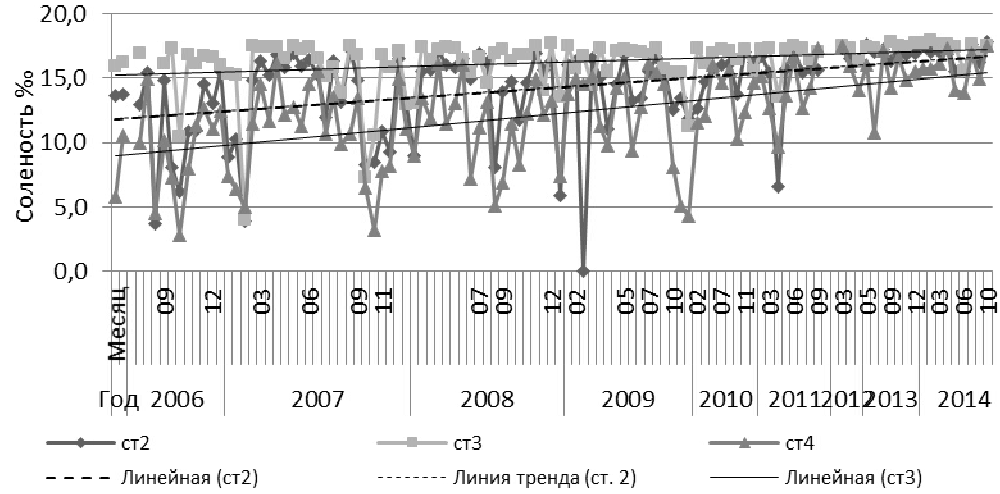
На ст. 2 минимальные значения температуры не опускались ниже 4.5°С, а максимальные не поднимались выше 29.5°С, на ст. 3 - 3.4°С и 30.0°С, на ст. 4 - 4.2°С и 28.8°С. Более высокие значения температуры в зимнее время и более низкие в летнее, на ст. 4 могут быть связаны с речным стоком, имеющим более стабильную температуру. В мелководной бухте на ст. 3 температурный режим связан с относительной малоподвижностью вод Инкерманского ковша. На межгодовом уровне наиболее холодной была зима 2011 г. Наиболее теплым август 2010 г (зафиксированы максимальные температуры на всех 3-х станциях).

Горизонтальные перепады температуры между станциями изменяются в широких пределах, между ст. 2 - 4 они достигают до 4 – 7.0°С. Как правило, такие перепады наблюдаются со второй половины октября по начало апреля и связаны с дождями и оттепелями. С мая по сентябрь колебания температуры между этими станциями как правило менее 1.5°С, в редких случаях достигают 2.6°С.

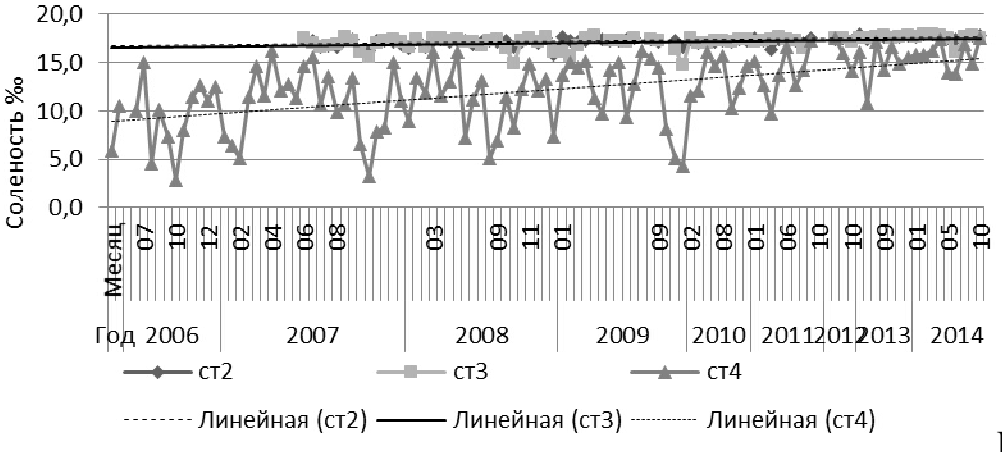
Более показательным индикатором трансформации речных и морских вод является соленость. Менее плотные опресненные воды располагаются в верхних слоях пелагиали, а более соленые - под ними. Это позволяет корректно проследить трансформацию вод в контактной зоне река-море.

Проникновение морских вод от устья вверх по течению реки в 2009 г составляло 800 м[2], в августе 2015 этот показатель составил около1600 м.

В Инкерманском ковше амплитуда колебаний солености отличалась динамичностью и специфичностью для каждого участка. На ст. 2 ее крайние значения в поверхностном слое колебались от 0.05 до 17.82‰, в придонном слое – 15.79 – 17.95‰. На ст. 3 соленость изменялась от 3.97 до 17.88‰ на поверхности и 14.78 – 18.00‰ в придонном слое. На ст.4 соленость колебалась от 2.82 до 17.49‰ на поверхности и 14.34 – 17.85‰ в придонном слое, вертикальные перепады соленость варьировали от 4,20 до 8,76‰ (рис. 1 А, Б).



А



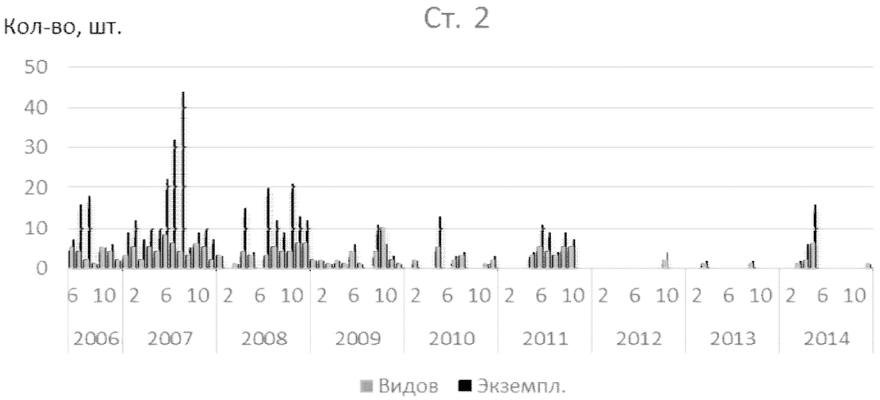
Б

Рис. 1. Изменения солености А - поверхностного, Б - придонного слоя воды на станциях с июня 2006 по декабрь 2014 гг.

За период наблюдений отмечено, что соленость вод на всех 3-х станциях и у поверхности, и у дна повысилась (рис 1 б, в). Особенно в районе ст. 4, где разница между показателями 2006 и 2014 гг. составила около 10 ‰.

Ихтиологические исследования.

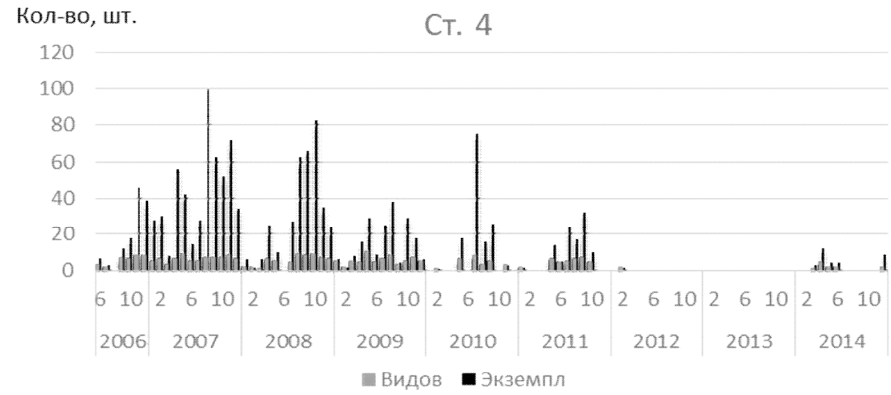
Подробный видовой состав был рассмотрен в работе А.Р. Болтачева с соавторами [2]. Многолетние исследования показывают тенденции изменения видового разнообразия и численности рыб. Наглядно эти изменения можно наблюдать на рис. 2



А



Б



В

Рис. 2 Динамика численности видов и количества рыб на Ст. 2 -А, Ст. 3 - Б, Ст.4 - В с июня 2006 по декабрь 2014 гг.

За исследуемый период на всех станциях наблюдается тенденция уменьшения количества особей рыб. При этом на станциях 2 и 3 видовое разнообразие к настоящему моменту сохранилось на уровне 2006 - 2009 гг. (рис. 4 а, б, в).

Другая ситуация наблюдается на ст. 4. Наравне с уменьшением численности снизилось и видовое разнообразие. Данная станция является наиболее динамичной. Гидрологические условия на этом участке постоянно меняются, а за исследуемый период времени соленость повысилась на поверхности и дне практически на 10 ‰, что стало причиной угнетения водной растительности пресноводного происхождения. Следствием чего стало смещение пресноводных видов рыб вверх по течению.

ВЫВОДЫ

В целом за период с июня 2006 по декабрь 2014 гг. наблюдается динамика смещения эстуарной зоны вверх по течению. На исследуемых станциях показатели солености приблизились к показателям солености Севастопольской бухты.

Численности рыб за период с июня 2006 по декабрь 2014 гг. имеет тенденцию к уменьшению.

Видовое разнообразия рыб на 2 и 3-й станциях за период с июня 2006 по декабрь 2014 гг. не изменилось, а на 4-й станции имеет тенденцию к снижению. Видовой состав морской ихтиофауны слабо изменился в отличии от пресноводных видов, которые стали держатся выше по течению в районах с более благоприятными условиями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болтачев А.Р., Карпова Е.П., Данилюк О.Н. Характеристика ихтиоценов крымских эстуариев различного генезиса // Рыбное хоз-во Украины. – 2009. -2-3 – С. 11- 17.

2. Болтачев А. Р., Е.П. Карпова, О.Н. Данилюк. Особенности термохалинных параметров и ихтиоцена эстуария реки Черной(Севастопольская бухта) морской экологический журнал - 2010, том 9, № 2. - с. 23-36.

3. Васильева Е.Д. Рыбы Черного моря. Определитель морских, солоноватоводных, эвригалинных и проходных видов с цветными иллюстрациями, собранными С.В. Богородским. - М.: Изд-во ВНИРО, 2007. - 238 с.

4. Мовчан Ю.В., Смірнов А.І. Фауна України. Т.8. Риби. Вип.2. Коропові. Част. 2. - Київ: Наук. думка, 1983. - 360 с.

5. Правдин И.Ф. Руководство по изучению рыб. - М.: Пищ. пром-сть, 1966 - 376 с.

6. Световидов А.Н. Рыбы Черного моря. - М.-Л.: Наука, 1964. - 546 с.

7. Шутов Ю.И. Воды Крыма: Научно-популярный очерк. – Симферополь: Таврия, 1979. – 96 с.

E. R. Ablyazov

INFLUENCE INTERANNUAL VARIABILITY OF THE ABIOTIC FACTORS ON THE STRUCTURE ICHTHYOCENE OF THE CHERNAYA RIVER ESTUARINE ZONE

In this study, the results of the analysis of long-term studies of the hydrological regime and the mouth ichthyocene of the Chernaya river estuary were represented. We consider the trends of temperature and salinity, as well as the dynamics of species diversity and quantity of fish fauna of the Chernaya river estuary and top of the Sevastopol bay.

УДК 556.013

А.В. Багаев

Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
г. Калининград, Россия
a.bagaev1984@gmail.com

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ: ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ БЕРЕГОВОГО ИСТОЧНИКА МИКРОПЛАСТИКА

Обсуждается проблема параметризации источников загрязнения морских вод микропластиком. Приводятся оценки объемов производства пластика в Европе и доли не переработанных пластиковых отходов, которые могут стать причиной поступления частиц микропластика в гидросферу. Предложена полуэмпирическая формула интенсивности источника, учитывающая основные определяющие факторы антропогенной нагрузки на участок берега с заданными географическими координатами. Обсуждаются преимущества и недостатки такого подхода, а также возможные пути уточнения коэффициентов формулы.

Ключевые слова: микропластик, численное моделирование, Балтийское море, антропогенное загрязнение.

Введение. Согласно сложившимся на сегодняшний день представлениям, ***микропластиком*** принято называть частицы синтетических полимеров произвольной формы с характерным размером от 1 до 5 мм [1, 2, 3]. Это обусловлено, прежде всего, методами сбора и идентификации частиц, т.е. размерами ячеек планктонной сетки и разрешением оптических микроскопов [1, 4]. Несмотря на неуклонный рост интереса к данной теме, терминологию в данной междисциплинарной области знаний трудно пока назвать устоявшейся.

Микропластик зачастую токсичен и сам по себе, но, что гораздо опаснее, за счет большой площади эффективной поверхности он активно сорбирует различные экотоксиканты, в том числе полихлорированные бифенилы [5, 6]. Попадание микропластика в пищеварительную систему морских микроорганизмов вызывает эффект «ложной сытости» и позволяет частичкам продвигаться вверх по пищевой цепочке, приводя к накоплению токсических веществ в теле рыб и морских птиц [7]. Исследователи отмечают также, что микропластик может служить транспортным механизмом для вселенцев из иных экосистем [1]. На сегодняшний день микропластиковое загрязнение обнаружено даже в антарктических льдах [8]. В некоторых странах вводятся запреты на использование микропластика в косметике, т.к.

всего один тюбик крема высвобождает в канализацию до 400 000 единиц микропластика.

Главным недостатком отечественного законодательства можно назвать отсутствие глобальной стратегии борьбы с морским загрязнением, наподобие [9, 10]. Согласно данным мониторинга [11], загрязненность балтийских пляжей мусором остается высокой (130 ед. на 1 км пляжа) и в нем преобладает именно пластик. При этом пляжи в городской черте в два-три раза сильнее подвержены антропогенной нагрузке. В работе [12] установлена связь между плотностью населения и количеством частиц микропластика, находящегося в донных отложениях песчаных пляжей. В работе [13] показано, что даже станции по очистке сточных вод не могут служить надежным барьером от поступления микропластика из бытовых отходов в морскую среду. В ряде работ по мониторингу пляжей показано, что концентрация мусора возрастает после штормов [5].

Согласно [14] объемы "*mismanaged plastic waste*" (т.е. пластиковых отходов, не прошедших переработку) для стран балтийского региона оцениваются в 28 тыс. кг в сутки. Объемы производства пластика в Европе последние 5 лет остаются на уровне 57 млн. тонн/год [15].

Подходы к задаче численного моделирования распространения пластикового мусора в масштабе мирового океана уже достаточно развиты [16, 17, 18, 19, 20, 21]. Данные морских экспедиционных исследований неплохо обобщены в работе [19], а в исследованиях [12, 21] приводятся интересные данные о накоплении микропластика на берегу. Опыт же регионального моделирования еще недостаточен, хотя в этой области необходимо указать на работы [1, 23, 24]. К тому же о физических свойствах частиц микропластика известно крайне мало [25, 26], что затрудняет качественную параметризацию в численных моделях его транспорта в морской среде.

Вид параметризации функции источника микропластика на береговой линии. Мы исходим из предположения, что поступление частиц различных размерных классов происходит с равной вероятностью, хотя в натурных образцах это соотношение, как правило, не выдержано [12, 21], что, однако, может быть вызвано наличием неучтенных мест захоронения

Основной поток микрочастиц создается "вторичными" источниками пластика, вызванными последовательной хим- фото- и био- деградацией больших фрагментов пластикового мусора и его механическим разрушением. Наиболее активно эти процессы проходят на пляжах и в зоне прибоя [2].

В итоговой параметризации, относящейся к сегменту береговой территории, необходимо учесть следующие факторы (см. табл. 1).

Таблица 1

Факторы, влияющие на интенсивность генерации микропластика

№	Параметр	Размерность	Возможные значения	Примечание	Переменная
1	Сезон года	-	Весна (0.5), лето (1.0), осень (0.5), зима (0.2)	Летом поступление максимально	S_Y
2	Тип антропогенной нагрузки на местность	-	Неиспользуемая (0.1), индустриальная (0.5), рекреационная (2.0), городская (1.0), сельская (0.3)	-	A_P
3	Плотность населения	чел/км^2	см. табл 1	Прилегающая 100 км полоса.	D
4	Сброс пластикового мусора, характерный для государства	кг/чел	см. табл 1	[Дания, Эстония, Финляндия, Германия, Латвия, Литва, Норвегия, Польша, Россия, Швеция]	W
5	Наличие особых источников	-	Очистные сооружения, канализация, свалки, городская набережная, порт	-	H_S
6	Тип побережья	-	Песок, галька, глина, камни, искусственные сооружения	Влияет на интенсивность разрушения макропластика	T_C
7	Текущая волновая ситуация	м	Из атласов ветрового волнения	Климатическое значение для значительной высоты волны	S_{WH}

Исходя из изложенных соображений, получим следующие формулы:

$$B_0(x,y) = \delta x \cdot 100D \cdot W \ [\text{кг / сут}] \quad (1)$$

$$B(x,y) = \begin{cases} 1.5B_0 \cdot A_P \cdot S_Y, & H_S = 1 \\ 0.5B_0 \cdot A_P \cdot S_Y, & H_S = 0 \end{cases} \text{[кг/сут]} \quad (2)$$

$$P_I(x,y,t) = T_C(S_{WH}) \cdot B \text{ [кг/сут]} \quad (3)$$

$$C_i(x,y,t) = C_0 \cdot P_I \text{ [шт/сут]} \quad (4)$$

$$C(x,y,t) = \sum_N C_i \text{ [шт/сут]} \quad (5)$$

Здесь C — это общее количество частиц микропластика всех N размерных классов, генерируемого в сутки на данном участке побережья. Параметр C_0 [шт/кг] – фоновый поток микропластика – необходим для выполнения законов сохранения при многолетних расчетах, ведь пластиковый мусор уже существует в свободном виде. Вид функции T_C будет определен в ходе лабораторных экспериментов с различными типами перерабатывающего материала.

Применение формул (1)-(4) для участка берега шириной $\delta x = 5$ км в районе пос. Янтарный в летний период дает поток частичек порядка 15 млн. шт. в сутки (при условии, что функция T_C переводит до 1% пластика в микропластик размером 2.5 мм).

Заключение. Численное моделирование процессов переноса и трансформации частиц микропластика в морской среде только начинает развиваться и требует значительных усилий как для понимания наблюдаемых в природе закономерностей, так для и их воспроизведения в численных моделях. В нашей работе впервые предложен подход к численной параметризации скорости поступления микропластика в морскую среду. Как и любая другая полуэмпирическая формула, наша может служить объектом для усовершенствования. Дальнейшее испытание ее эффективности будет проведено в ходе специализированных численных экспериментов. Для уточнения коэффициентов, в рамках проекта *MARBLE*, ведется экспедиционное измерение концентраций микропластика на различных участках побережья Калининградской области.

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант №. 15-17-10020.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. CIESM (2014). Marine litter in the Mediterranean and Black Seas. CIESM Workshop Monograph n° 46 [F. Briand, ed.], CIESM Publisher, Monaco, 180 p

2. Arthur, C. and J. Baker (eds.). (2011). Proceedings of the Second Research Workshop on Microplastic Debris. November 5-6, 2010. NOAA Technical Memorandum NOS-OR&R-39.

3. GESAMP (2015). Sources, fate and effects of microplastics in the marine environment: a global assessment (Kershaw, P.J., ed.). (IMO/FAO/UNESCO-IOC/UNIDO/WMO/IAEA/UN/UNEP/UNDP Joint Group

of Experts on the Scientific Aspects of Marine Environmental Protection). Rep. Stud. GESAMP No. 90, 96 p.

4. Bergmann, M., Gutow, L. and Klages, M. (2015) Marine Anthropogenic Litter / Bergmann, M. , Gutow, L. and Klages, M. (editors) , Berlin, Springer, 447 p., ISBN: 978-3-319-16510-3 . doi:10.1007/978-3-319-16510-3 , hdl:10013/epic.45585

5. Giannoudi L., Streftaris N., Papathanassiou E., (eds) (2014) PERSEUS 2nd Scientific Workshop - Marrakesh 2014. Book of Abstracts. PERSEUS Project ISBN: 978-96-9798-07-5.

6. Cole M., Lindeque P., Halsband C., Galloway T. (2011) Microplastics as contaminants in the marine environment: A review, Marine Pollution Bulletin, Volume **62**(12): 2588-2597. doi: 10.1016/j.marpolbul.2011.09.025.

7. Ryan, P.G., Moore, C.J., van Franeker, J.A. and Moloney, C.L. (2009). Monitoring the abundance of plastic debris in the marine environment. Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences, 364(1526):1999-2012

8. Obbard, R. W., Sadri, S., et al. (2014) Global warming releases microplastic legacy frozen in Arctic Sea ice. Earth's Future, 2: 315–320. doi:10.1002/2014EF000240

9. OSPAR (2014) Regional Action Plan for Prevention and Management of Marine Litter in the North-East Atlantic. http://www.miljodirektoratet.no/Documents/ Nyhetsdokumenter/marinelitter-osparplan2014.pdf

10. HELCOM (2015) Regional Action Plan for Marine Litter in the Baltic Sea. 19 pp.

11. MARLIN (2013) Final report of Baltic marine litter project MARLIN.

12. Browne, M.A., Crump, P., et al. (2011). Accumulations of microplastic on shorelines worldwide: sources and sinks. Environmental Science & Technology, 45, 9175-9179.

13. Talvitie J., Heinonen M., et al. (2015) Do wastewater treatment plants act as a potential point source of microplastics? Preliminary study in the coastal Gulf of Finland, Baltic Sea // Water Science and Technology 72 (9): 1495-1504

14. Jambeck J. R., Geyer R., et al. (2015). Plastic waste inputs from land into the ocean. Science, 347: 768–771.

15. PlasticsEurope (2015) Plastics – the Facts. Source: 2014/2015. http://www.plasticseurope.org/documents/document/20150227150049-final_plastics_the_facts_2014_2015_260215.pdf (last viewed: 21.01.2016)

16. Lebreton, L. C.-M., Greer, S. D., & Borrero, J. C. (2012). Numerical modelling of floating debris in the world's oceans. Marine Pollution Bulletin, 64, 653–661.

17. Maximenko N., Hafner J. and Niiler P. (2012) Pathways of marine debris derived from trajectories of Lagrangian drifters, Marine Pollution Bulletin, **65**(1–3):51-62, doi: 10.1016/j.marpolbul.2011.04.016.

18. Van Sebille E., England M H and Froyland G (2012) Origin, dynamics and evolution of ocean garbage patches from observed surface drifters Environ. Res. Lett. 7 044040 (6pp)

19. Van Sebille E., et al (2015) A global inventory of small floating plastic debris Environ. Res. Lett. 10 124006 (11pp)

20. Andrady, A.L., (2011). Microplastics in the marine environment. Marine Pollution Bulletin, 62:1596-1605

21. Cózar A., Echevarría F. et al. 2014. Plastic debris in the open ocean. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 111: 10239–10244.

22. Kershaw, P.J. & Leslie, H. (eds.). (2012) GESAMP Working group 40 Sources, fate & effects of micro-plastics in the marine environment a global assessment: Report of the Inception Meeting, 13-15th March 2012, UNESCO-IOC, Paris, 45 pp.

23. Liubartseva S., Coppini G., Lecci R., Creti S. Regional approach to modeling the transport of floating plastic debris in the Adriatic Sea // Marine Pollution Bulletin, 2016. – **103,** 1–2: 115-127

24. Mansui J., Molcard A., Ourmières Y. (2015) Modelling the transport and accumulation of floating marine debris in the Mediterranean basin, Marine Pollution Bulletin **91**(1):249-257, doi: 10.1016/j.marpolbul.2014.11.037.

25. Ballent A., Purser P. et al. (2012) Physical transport properties of marine microplastic pollution. Biogeosciences Discuss. 9: 18755–18798. doi:10.5194/bgd-9-18755-2012

26. Wang J, Tan Z, Peng J, Qiu Q, Li M. (2015) The behaviors of microplastics in the marine environment. Mar Environ Res. 113:7-17

Bagaev Andrei

MARINE MICROPLASTICS NUMERICAL MODELING PROBLEM: PARAMETERISATION OF ANTHROPOGENIC COASTAL SOURCES

The problem of marine microplastics pollution sources parameterization was in focus of our study. Estimates of plastic production in Europe and those of non-recycled plastic waste, which may cause release of microplastics particles in the marine environment, are given. A semi-empirical formula for source intensity that takes into account the major determinants of anthropogenic load on the coast is proposed. The advantages and disadvantages of such an approach, as well as possible ways to clarify the formula coefficients are discussed.

Keywords: microplastics, numerical modeling, the Baltic Sea, anthropogenic pollution.

УДК 504.422

Е.В. Волощук[1,2], Т.Р. Ерёмина[1], А.А. Максимов [3]

[1]Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург
[2] Санкт-Петербургский филиал института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г.Санкт-Петербург
[3]Зоологический институт РАН, г. Санкт-Петербург
ketrin492006@mail.ru

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛИХЕТ MARENZELLERIASPP. В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Впервые обнаруженные в Балтийском море в 1985 г., в Финском заливе в 1990 г., в 2008 г. полихеты рода *Marenzelleria*массово заселили участки дна в восточной части Финского залива. К 2009 г. эти полихеты стали ведущим представителем макрозообентоса Финского залива.

Влияние факторов среды на распределение полихет оценивалось на основе модели дерева регрессии. В ней глубина залива рассматривается как наиболее важный параметр в распределении численности *Marenzelleria*spp. Высокие численности встречаются на мелководье залива с невысокой соленостью вод и невысокой величиной pH.

Низкие численности полихет (менее 1000 экз/м^2), как правило, приурочены к более глубоководным западным частям залива; вода в этих областях более соленая и холодная, а показатель pH выше и составляет в среднем 7.4.

Ключевые слова: инвазионные виды, макрозообентос, абиотические факторы, Финский залив

В 2008 г. в восточной части Финского залива появились устойчивые к гипоксии арктические полихеты *Marenzelleriaarctia*. К 2009 г. эти полихеты заселили огромные площади участков дна глубоководной зоны, оккупировав большую часть акватории Финского залива, и стали ведущим, а местами практически единственным, представителем макрозообентоса [1].

В настоящее время полихеты *Marenzelleria*spp. являются самым широко распространенным и одним из самых многочисленных представителей макрозообентоса на большей части акватории Финского залива.

В результате инвазии происходит не просто изменение видового состава бентосных организмов, но и более глубокие изменения в среде за счет родовых особенностей вида-вселенца. Так, например, было выявлено [2, 3], что представителей рода *Marenzelleria*spp. отличает активная биотурбационная деятельность в донных отложениях, что приводит к геохимическим изменениям в бентосном слое. Взаимодействие вида-

вселенца с представителями коренных видов макрозообентоса, а также его активное преобразование окружающей среды требует детальных исследований. Не менее важной представляется задача выявления характеристик среды - абиотических факторов, оказывающих влияние на распределение инвазионного вида.

В сентябре 2013 г. и июле-августе 2015 г. Российским государственным гидрометеорологическим университетом были проведены научно-исследовательские экспедиции в восточной части Финского заливы. Были отобраны пробы донных отложений для определения видового состава макрозообентоса, а также пробы придонной воды для оценки физико-химических показателей в заливе.

Распределение полихет *Marenzelleria*spp. по восточной части залива представлено на рис. 1.

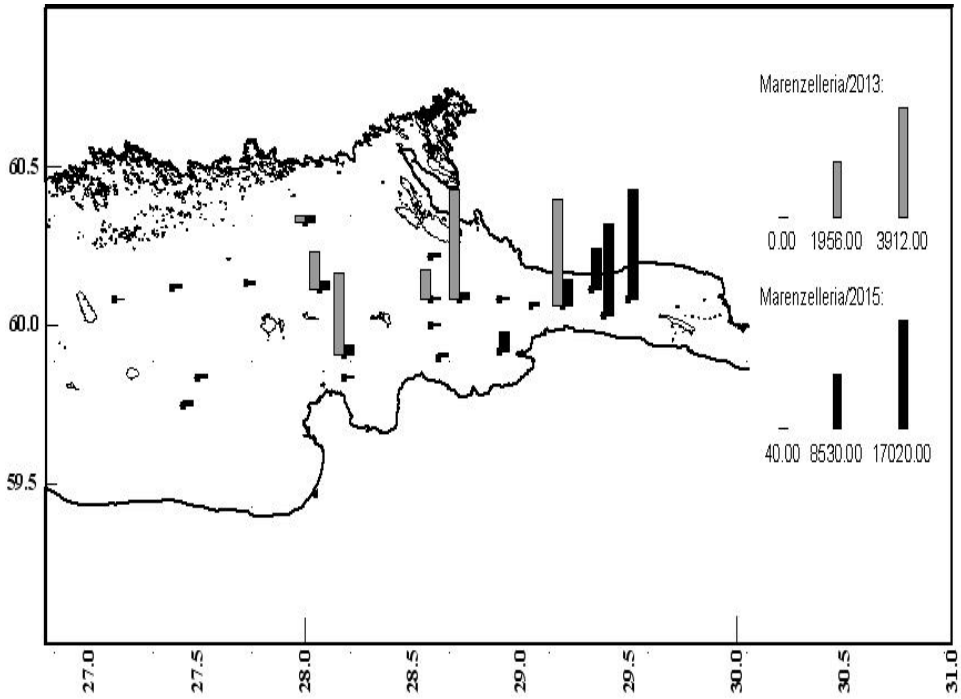


Рис. 1. Численность полихет *Marenzelleria*spp. на станциях восточной части Финского залива в 2013 и 2015 гг. Масштабы графиков в разные годы не совпадают.

Для инвазионных видов типичной является резкая вспышки численности популяции в первые годы вселения, после которой наблюдается снижение и стабилизация численности на более низком уровне. Этим, по-видимому, объясняются особенности современного распределение полихет по акватории залива. Более высокая численность в восточном мелководном районе по сравнению с западными участками, очевидно, связана с более поздним проникновением *Marenzelleria*в вершину залива [4].

Для исследования распределения полихет в зависимости от различных физико-химических условий в восточной части Финского залива используется модель дерева регрессии [например, 5]. В модели происходит оптимальное разделение зависимой переменной (в нашем случае численности полихет) на классы на основе иерархии предикторов (температуры, солености вод, содержания кислорода, показателя pH и глубины залива). Выборка наблюдений за 2013 и 2015 гг. не значительна и составляет N=27. Результат дерева регрессии представлен на рис. 2.

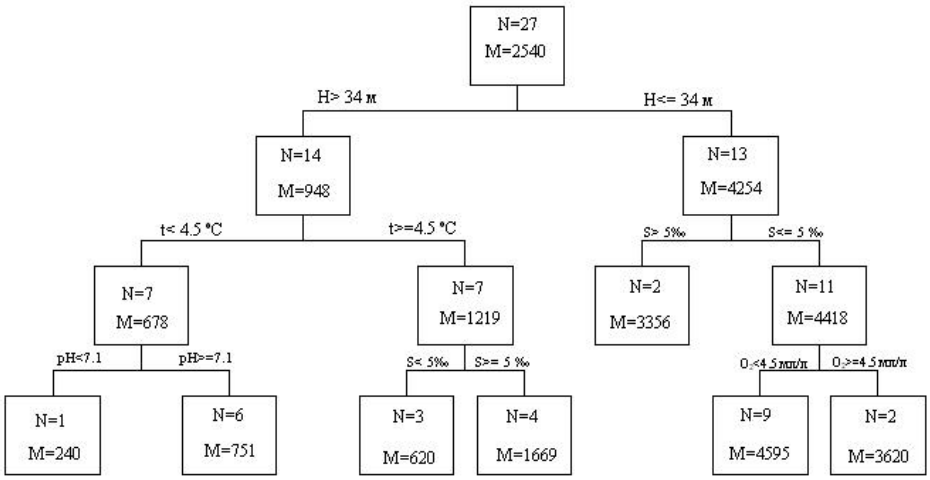


Рис. 2. Модель дерева регрессии, показывающая взаимосвязь численности полихет *Marenzelleria*spp. от физико-химических характеристик придонных вод восточной части Финского залива по данным 2013 и 2015 гг. N – количество наблюдений, M – среднее значение численности полихет, экз/м^2, H – глубина, t, S – температура и соленость воды в придонном слое.

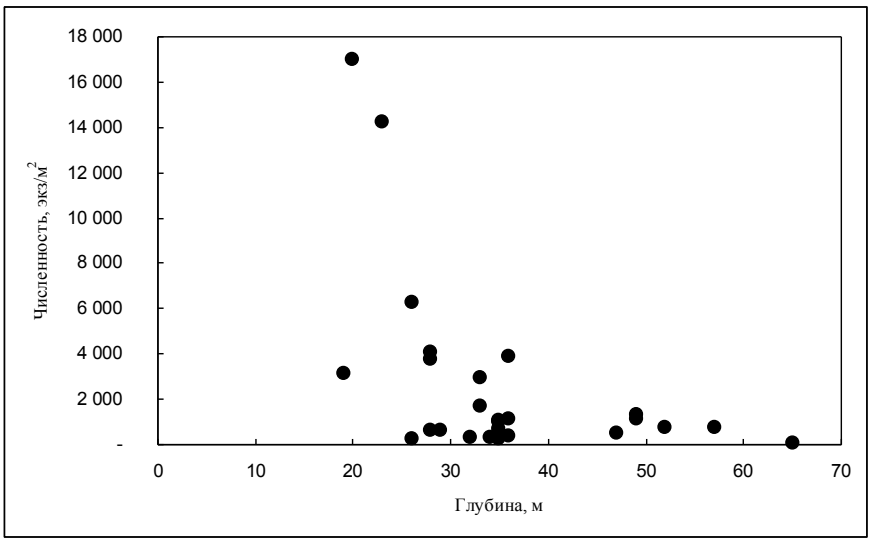


Рис. 3. Распределение численности полихет *Marenzelleria*spp. по глубине в восточной части Финского залива в 2013 и 2015 гг.

В модели глубина залива рассматривается как наиболее важный параметр в распределении численности полихет (рис. 2, см. также рис. 3). Так, численность *Marenzelleria*spp. более 3000 экз/м^2 встречается на мелководье залива (глубины до 30 м) с невысокой соленостью вод от 3 до 6 ‰, средней температурой 8.6 ^{0}C и средним показателем pH равным 7.3.

Низкие численности полихет (менее 1000 экз/м^2), как правило, приурочены к более глубоководным западным частям залива; вода в этих областях более соленая (4-7.5 ‰) и холодная (в среднем 5.7 ^{0}C), а показатель pH выше и составляет в среднем 7.4.

Достаточно сложно оценить влияние кислородных условий на распределение червей: содержание O_2 в придонном слое в исследуемый период не опускалось ниже 2.3 мл/л, и гипоксия наблюдалась лишь в одном случае из 27. Тем не менее, известно [1], что полихеты рода *Marenzelleria* могут «выдерживать» условия гипоксии, что, по всей видимости, способствовало их успешной интродукции в Финском заливе [1].

Отметим, что исследования были проведены для небольшой выборки, расширение базы натурных наблюдений позволит более детально изучить закономерности распределения вида-вселенца.

Работа выполнена в рамках осуществления научной деятельности по базовой части государственного задания №2014/166 Минобрнауки РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Максимов А.А. Крупномасштабная инвазия *Marenzelleria*spp. (Polychaeta; Spionidae) в восточной части Финского залива Балтийского моря // Российский журнал биологических инвазий.–2010.–№ 4.–С.19–31.

Norkko J., *Reed D.C*., *Timmermann K*., *Norkko A*. et al. A welcome can of worms? Hypoxia mitigation by an invasive species // Global Change Biology.–2012.–V. 18, No 2.–P. 422–434.

Ерёмина Т.Р., Волощук Е.В., Максимов А.А. Оценка биогеохимических изменений в донных отложениях восточной части Финского залива вследствие вселения полихет *Marenzelleria*spp. // Известия РГО.–2016.–Т.148, вып.1.– С.55-71.

Максимов А.А. Многолетняя динамика и современное распределение сообществ макрозообентоса в восточной части Финского залива Балтийского моря // Биология моря.–2015.–Т. 41, № 4.–С. 269-278.

Kauppi, L., Norkko, A., Norkko, J. Large-scale species invasion into a low-diversity system: spatial and temporal distribution of the invasive polychaetes *Marenzelleria* spp. in the Baltic Sea // Biological invasions.–2015.–V.17, Is. 7.–P. 2055-2074.

Voloshchuk E.[1,2], Eremina T.[1], Maximov A.A.[3]

[1] *Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg*
[2] *Saint-Petersburg branch of P.P Shirshov Institute of oceanology of RAS, Saint-Petersburg*
[3] *Zoological Institute of RAS, Saint-Petersburg*
ketrin492006@mail.ru

RESEACH OF DISTRIBUTION PATTERNS OF THE POLYCHAETE MARENZELLERIA SPP. IN THE EASTERN PART OF THE GULF OF FINLAND

First observed in the Baltic sea in 1985, in the Gulf of Finland in 1990, in 2008 polychaete of the genus *Marenzelleria* has massively populated areas of the bottom in the Eastern part of the Gulf of Finland. By 2009, these polychaetes have become the leading species of macrozoobenthos in the Gulf of Finland.

The influence of environmental factors on the distribution of polychaetes was estimated by regression tree model. Depth of the Gulf is considered to be the most important parameter in the distribution of *Marenzelleria* spp. population. High abundances are found in shallow waters of the Gulfwith low salinity and low pH.

Low population of polychaetes (less than 1000 ind./m^2), as a rule, confined to the deeper western parts of the Gulf; the water in these areas are more salty and cold, and the pH is higher and averages 7.4.

Keywords: invasive species, macrozoobenthos, abiotic factors, Gulf of Finland

УДК 574.587

Н.Б. Водовский

Каспийский филиал ФГБУН Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН
n.vodovsky@gmail.com

МИКРОРЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СООБЩЕСТВ ЗООБЕНТОСА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Микрорельеф как фактор пространственного распределения сообществ зообентоса Каспийского моря

В статье приводятся данные о пространственном распределении и характеристиках сообществ макрозообентоса в условиях рифельной поверхности грунта в Северной части Каспийского моря. Показаны различия сообществ макрозообентоса на вершинах песчаных рифелеймежду ними.

Введение

Пространственная структура донных сообществ определяется как биотическими, так и абиотическими факторами.К первой группе факторов относятся меж- и внутривидовая конкуренция, паразитические и комменсальные взаимоотношения. В условиях Северной части Каспийского моря существенную роль играет выедание бентосоядными рыбами. К абиотическим факторам, актуальным для формирования пространственной структуры сообществ зообентоса в Северном Каспии можно отнести температуру, соленость, содержание кислорода и состав донных отложений.При этом, даже при одинаковых значениях этих факторов в масштабе десятков – сотен метров, в микромасштабе наблюдается структурирование, как сообществ, так и отдельных видов донной фауны, обусловленное особенностями микрорельефа. При обследовании акватории Северной части Каспийского моря регистрируются характерные особенности поверхности дна, сформированные волновым воздействием, при которых пространственная структура зообентоса определяется рельефной поверхностью донных отложений. Известно влияние микрорельефа на формирование фитобентоса (Рыбников, 1997), мейобентоса: копепод (Fleeger et al., 1990), нематод (Hogue, Miller, 1981), микрофитобентоса (Blanchard, 1990). Исследованию этого явления в Каспийском море посвящена эта статья.

Материалы и методы

Исследования проводились в 2011 году в Северной части Каспийского моря с борта НИС «Рифт» про помощи легководолазной техники. На участке площадью 1 $м^2$ с характерным особенностями микрорельефа (рис. 1) отобрано 15 проб зообентоса. Координаты места пробоотбора 44^0 24/ 21,8//СШ, 48^0 44/ 38// ВД. Площадь захвата грунта пробоотборником составляла 0,01 $м^2$. Заглубление в грунт при отборе пробы0,1 м. Глубина моря в месте пробоотбора 15 м.Разбор проб проводился по стандартным методикам, промывка проб осуществлялась через сито с диаметром ячеи 0,5 мм. Отобранные в результате промывки и отмучиванияорганизмы зообентоса фиксировались 4 % раствором формальдегида для последующей видовой и размерно-весовой идентификации в лаборатории.

Донные отложения в месте отбора проб представлены песчано-ракушечной фракцией различного размера, от мелкого песка до раковин двустворок размером 35 мм.Визуально, песчаные гребни выделяются мелким песком на фоне перемежающих понижений, в которых наблюдается скопление крупных створок моллюсков родов *Didacna* и *Cerastoderma.*Расстояние между вершинами соседних гребней составляло порядка 0,6-0,7 м, высота гребня 0,12-0,15 м.

Отбор проб производился по следующей схеме: на вершине песчаного гребня было отобрано 5 проб, еще 10 проб было отобрано в понижениях между гребнями.

Результаты

На исследуемом участке площадью 1 $м^2$обнаружено 12 видов донных животных, пять из которых моллюски, 6 видов ракообразных, 1 вид червей. Кривая накопления видов стабилизируется на уровне десяти проб. Это позволят судить о достаточно полной оценке биологического разнообразия на исследуемом участке.

В сообществе зообентоса на данном участке доминировали мелкие амфиподы *Chaetogammarusischnus*, численность которых достигает 45 000 экз/$м^2$ при средней 25 000 экз/$м^2$.Этот вид доминировал как в понижениях между гребнями, так и на самих гребнях. При этом, его вклад в формирование численности на вершине гребней достигал 80± 4,5 %, в то время как в понижениях - только 50± 6 % (рис. 1).

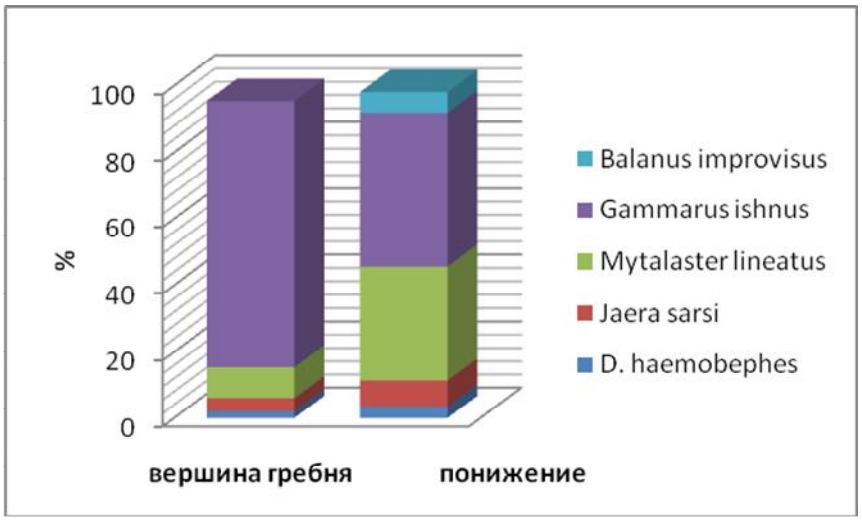


Рис. 1. Структура численности донной фауны на исследованном участке

За счет обилия этого вида концентрация доминирования на вершинах песчаных гребней заметно выше. Иная картина наблюдается в понижениях: здесь субдоминантом становится двустворчатый моллюск *Mytalaster lineatus*, численность которого достигает 32 ± 5,3 тыс. экз/м^2. Его доля в формировании численности донной фауны на вершинах песчаных гребней едва достигает 10 ± 3,5 %, в понижениях этот показатель составляет 35 ± 10 %.

Общая численность организмов зообентоса на вершинах гребней составляет 23 тыс. экз/м^2, при разбросе от 16 до 41 тыс. экз./м^2, а в понижения между ними 70 тыс. экз/м^2 приколебаниях от 49 до 96,5 тыс. экз./м^2 (табл. 1). Колебания значений в первом случае достигают 40 %, во втором 25 %.Значительная разница в обилии донной фауны определяется повышенными концентрациями прикрепленных моллюсков, усоногих ракообразных и амфипод в понижениях между гребнями. В соответствии с этим меняется индекс концентрации доминирования, по Симпсону, составляющий 0,62 на вершине песчаных гребней и 0,36 в понижениях между ними.

Биомасса донной фауны на исследуемом участке варьирует от 66 до 3200 г/м^2. Среднее значение биомассы на вершинах гребней составляет 390г/м^2, вариативность при этом составляет 74 %, в понижениях – 1900 г/м^2, 54 % вариативность (табл. 1). Неравномерность обусловлена распределением моллюсков *Didacna protracta* и*Mytalaster lineatus*, изобилующих в понижениях между гребнями. Эти виды определяют структуру биомассы, схожую для обоих выборок: на их долю приходится более 90 % биомассы донной фауны. При этом доля сравнительно крупной дидакны, естественно выше (65-80 %).

Таблица 1

Средние значения и диапазоны для численности, биомассы и индексов разнообразия донной фауны на вершинах песчаных гребней (отмечены знаком ↑) и между ними (↓).

Вид	***Численность, экз/м²***		***Биомасса, г/м²***	
	↑	↓	↑	↓
Didacna protracta	230	400	277	1198
Mytalaster lineatus	2170	23760	40	580
Theodoxus pallasi	130	230	3,9	2,8
Cerastoderma lamarcki	100	100	40	28,6
Dreissena rostriformis		200		2,1
Dikerogammarus haemobephes	450	2400	1,9	26
Gammarus ishnus	18300	32160	11,2	29,4
Corophium nobile	390	240	0,9	0,6
Derzhavinella macrochelata		100		0,9
Jaera sarsi	970	5630	0,3	0,8
Balanus improvisus	170	4310	0,8	19,6
Nereis diversicolor	430	370	13	18,3
Суммарно	**23340**	**69900**	**390**	**1900**
Индекс Шеннона	**1,29**		**1,93**	
Индекс Симпсона	**0,62**		**0,36**	

Анализ размерной структуры доминирующих видов показал наличие вариаций, зависящих от рифельной поверхности грунта. Так, на вершинах гребней наблюдались более низкие индивидуальные массы амфипод (*Dikerogammarus haemobephes* и *Gammarus ishnus*), чем в понижениях. В тоже время различий индивидуальных масс у прикрепленных форм (*Mytalaster lineatus* и *Balanus improvisus*) не наблюдается. Исследование крупной двустворки *Didacna protracta* выявило двукратное превышение индивидуальных масс в понижениях, по сравнению с вершинами песчаных гребней. Несмотря на наблюдаемые различия индивидуальных масс организмов донной фауны, достоверны различия только для *Gammarus ishnus*.

Обсуждение и выводы

Исследование неравномерной структуры поверхности грунта в Северной части Каспийского моря выявило особенности распределения

донных животных, обусловленные образованием песчаных гребней и понижений на поверхности грунта. Состав грунта на возвышениях отличается оттакового в понижениях, где хорошо заметны скопления раковин крупных моллюсков, а вершины гребней состоят из мелкого песка.

Формирование мозаичной структуры донной фауны в условиях рифельной поверхности грунта происходит за счет как подвижных, так и прикрепленных форм бентоса. При этом первые активно выбирают наиболее благоприятные зоны в понижениях, вторые, в частности, *Balanusimprovisus,* попадают туда за счет пассивного накопления в понижениях между песчаными гребнями, где изобилует подходящий твердый субстрат в виде раковин крупных моллюсков.Живые моллюски *Didacna* могут, как пассивно накапливаться в понижениях, так и активно перемещаться в наиболее благоприятные участки. В тоже время молодь этого вида предпочитает вершины гребней, а крупные особи скапливаются в понижениях между ними.

Пассивное накопление прикрепленных форм бентоса подтверждается достоверными различиями численности *Mytalaster lineatus*и *Balanus improvisus* на вершинах рифелей и в понижениях между ними. Численность активно передвигающиеся формы бентоса: амфипод (*Dikerogammarus haemobephes* и *Gammarus ishnus*) и изоподы *Jaera sarsi* отличается на вершинах песчаных гребней и между ними, что в свою очередь свидетельствует об активном избирании этими видами понижений микрорельефа.

Размерный состав упомянутых выше ракообразных меняется при продвижении от вершины гребня к понижению, где преобладают более крупные формы всех трех видов. Более мелкие особи *G.ishnus* и *J. sarsi* концентрируются на вершинахгребней, тяготея, по-видимому, к более мелкой фракции грунта. Верность этого предположения подтверждается схожими результатами исследований распределения амфиподпроведенными в 2001 г. в районе о. Малый Жемчужный в Каспийском море (Воробьева, 2004). Аналогичное пространственное распределение размерной структуры *D. haemobephes* вызвано, по нашему мнению, во-первых, избирательным предпочтением более крупной фракции грунта, а во-вторых, приверженностью этого вида к скоплению моллюсков *Didacnaprotracta*, наблюдающемуся в понижениях между песчаными гребнями.

Сообщество донной фауны в понижениях между песчаными гребнями схоже с более глубоководной фауной, наблюдаемой в Каспийском море на жестких грунтах на глубинах 20-25 м (Малиновская, 2007), в то время как бентофауна вершин песчаных гребней более «мелководна» и схожа с донной фауной песчано-илистых грунтов на глубинах 10-12 метров (Малиновская, 2005).

Аналогичная картина наблюдалась, и в работах по водорослям Черного моря, произрастающих в условиях грядового бенча (Рыбников, 1997), где

показана «глубоководность» сообществ *Phyllophoranervosa* в понижениях микрорельефа и «мелководность» сообществ по составу и структуре на вершинах гребней.

Таким образом, мы показали, что особенности микрорельефа, представленные песчаными гребнями в условиях северной части Каспийского моря, играют значительную роль в формировании структуры и характеристик сообществ макрозообентоса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьева А. А. Культивирование некоторых видов каспийских ракообразных в рыбоводных хозяйствах . – Астрахань.: изд - во КаспНИРХа, 2004. – 142 с.

2. Рыбников П.В. Пространственная организация биоценоза прикрепленной филлофоры (Phyllophoranervosa(D.C.)Grev.) северокавказского побережья черного моря: автореф. дисс. ... канд. биол. наук. – М.: ИО РАН, 1997. – 25 с.

3. Малиновская Л.В. Сезонная динамика донной фауны на акватории структуры «Ракушечная» в Северном Каспии / Материалы первой Междунар. научно-практич. конф. «Проблемы сохранения экосистемы Каспия в условиях освоения нефтегазовых месторождений» (Астрахань, 16-18 февраля, 2005 г.). – Астрахань.: изд-во КаспНИРХ, 2005. – С. 135-136.

4. Blanchard G.F. Overlapping microscale dispersion patterns of meiofauna and microphytobenthos// Mar. Ecol. Prog. Ser. V. 68. P. 101-111.

5. Fleeger J.W., Palmer M.A., Moser E.B. 1990. On the scale of Aggregation of meiobenthic copepods on tidal mudflat // Marine Ecology. V. 11(3). P. 227 – 237.

6. Hogue E.W., Miller C.B., 1981. Effects of sediment microtopography on small-scale spatial distribution of meiobenthic nematodes // J. Exp. Mar. Biol. Ecol. Vol. 53. No. 2 – 3. P. 181 – 191.

N. Vodovsky

MICRORELIEF AS A FACTOR OF MACROZOOBENTHOS SPATIAL DISTRIBUTION IN CASPIAN SEA

The issue demonstrate data ofspatial distribution and parameters of macrozoobenthos in Caspian sea on sand ripples bottom surface. There are shown particulars of botton communities on the top and down of sand ripples.

УДК 551.462

К.И. Гуров, В.В. Фомин, Д.И. Лазоренко

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
gurovki@gmail.com

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ ФРАКЦИЙ ПО ПОДВОДНОМУ БЕРЕГОВОМУ СКЛОНУ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

Изучены процессы эрозии и седиментации донных осадков в районе пгт Николаевка Западного Крыма с использованием численной модели XBeach (eXtreme Beach behavior). Проведен анализ особенностей перераспределения песчаных фракций по подводному береговому склону. Показано, как изменяется морфология подводного берегового склона, сложенного различными по фракционному составу осадками в разных гидродинамических условиях. Важной особенностью модификации модели было использование нескольких фракций осадка, а также изменение границы их разделения на профиле. Моделирование проводилось для различных параметров сетки, дна и ветрового волнения. Источником энергии для прибрежных процессов являлось штормовое волнение. Направление ветрового волнения в течение всего времени принималось неизменным, ориентированным вдоль профиля. Моделирование морфодинамики подводного берегового склона проводилось за временной интервал 24 часа. Проведенные исследования, показали, что основные морфодинамические процессы проходят в пределах 25 метровой зоны ограниченной изобатой 2.5 м. Наибольшие изменения подводного берегового склона происходили при воздействии интенсивного волнения, в случаях, когда граница раздела материала проходила на глубинах 3 и 4 метра.

Ключевые слова: донные отложения, подводный береговой склон, математическое моделирование, XBeach, Каламитский залив.

Введение. Первоочередной задачей изучения донных осадков в прибрежной зоне является анализ их пространственного распределения. Именно он помогает выявить источники поступления загрязняющих веществ, содержащихся в отложениях и выполнить моделирование путей их дальнейшего распространения. Это особенно важно учитывая тот факт, что загрязненные донные осадки при определенных условиях могут становиться источником вторичного загрязнения. Такие особенности отложений связаны с тем, что накопление вещества в донных отложениях отражает всю совокупность процессов, протекающих как в водоеме, так и на его водосборной площади.

Макро и микроэлементный состав донных отложений в основном зависит от литодинамических и литохимических особенностей осадочных отложений, трансформации их современными преобразовательными процессами и являетсярезультатом сложного процесса осадконакопления [1].

Что касается моделирования особенностей накопления и перераспределения донных осадков, то оно имеет важное прикладное значение в особенности для прибрежных районов.

В мелководных акваториях и прибрежных зонах волны и течения способны, достигая дна, вызывать перемещение обломочного материала и подстилающих грунтов, представленных в виде взвешенных и влекомых наносов. Такая неоднородность движущихся потоков, проявляющаяся в размыве дна и аккумуляции наносов, влияет на трансформацию донного рельефа и изменение очертаний берегов [2].

Необходимость в использовании математических моделей, описывающих процессы переноса веществ на мелководье под воздействием гидродинамических условий, определяется возможностью прогнозировать и преодолевать влияние на экосистему различных антропогенных воздействий.

Исследования, посвященные изучению гидродинамических (ветровое волнение и течения [3 – 5]), морфодинамических (транспорт наносов) [6,7] характеристик и механического состава пляжей на берегах западного Крыма [8] указывают на значительность роли прибрежной и береговой зон в экологическом состоянии акватории в целом.

В данной работе исследуется подводный береговой склон центральной части Каламитского залива в районе пгт. Николаевка. Изучаемая акватория относится к Западному Крыму – одному из наиболее подверженных, в силу своей открытости для воздействия сильных ветров различных направлений, штормовой деятельности регионов [4]. Район пгт. Николаевка отличается прямолинейным характером береговой линии и расположением изобат параллельно берегу [4].

Математическая модель и выбор параметров.Для моделирования динамики прибрежной зоны применялась комплексная гидродинамическая модель XBeach, описывающая динамику волн и течений, транспорт наносов и изменения рельефа дна, а также процессы осушения и затопления береговой зоны [9].

Расчетная область представляла собой профиль дна, построенный на основе данных промеров и распределения глубин, полученных с навигационной карты. Длина профиля в поперечном направлении (вдоль оси y) составляла 500 м. Количество узлов сетки, в зависимости от решаемых задач, задавалось равным 250 и 500. Шаг сетки по оси x составил 0 м, а по оси y в случае использования 250 узлов – 2 м, а для 500 узлов – 1 м. В качестве боковой границы на суше использовалась подпорная, не размываемая стенка, установленная на удалении 6.5 м от берега.

Моделирование проводилось для различных параметров сетки, дна и ветрового волнения. Направление ветрового волнения в течение всего времени принималось неизменным, ориентированным вдоль профиля. Моделирование морфодинамики подводного берегового склона проводилось

на период времени24 часа.Особенностью моделирования являлось использование двух фракций донныхосадков при разном положении границы раздела между ними на профиле. Каждая фракция определяласьсвоими параметрами крупностиD50 иD90.

Результаты и обсуждение. В первом случае решались две задачи. Для этого, в качестве параметров дна задавались две комбинации фракционного состава осадка, граница раздела которых проходила посередине профиля. Крупность донных осадков уменьшалась по профилю, таким образом: в первом случае использовалась комбинация крупнозернистые (1 – 0.5 мм) и среднезернистые (0.5 – 0.3 мм) пески, а во втором - среднезернистые и мелкозернистые (0.3 – 0.1 мм). В качестве входных данныхзадавалась различная высота волнения, изменяемая в диапазоне 1 – 3 м. Количество ячеек сети задавалось равным 250, а шаг по сетки составил 2 м.

Полученные результаты показали, что формирование подводного бара в структуре профиля дна происходит под влиянием волн высотой выше 2 м. Для волн с максимальной высотой 1 м, незначительные изменение структуры подводного профиля прослеживались только для фракции крупнозернистых песков.

Под воздействием более интенсивного волнения, при H_{max} – 2 и 3 м, происходили различимые морфодинамические изменение структуры подводного берегового склона. Для этих вариантов расчетовбыли оценены следующие характеристики: максимальная глубина эрозионного воздействия, максимальная высота и ширина образованного подводного бара.

Для начала рассмотрим особенности полученных характеристик для профиля, сложенного крупнозернистыми песками. С увеличением высоты волны максимальная глубина эрозионного воздействия смещается с 1.73 при H = 2 м до 2.37 м при H = 3 м. Ширина образованного подводный бара изменяется от 13.6 м при H = 2, до 25.8 м при H = 3. Расположение вершины бара изменяется от 1.43 м до 2.01 м.

Для профиля, сформированного среднезернистыми песками, принцип изменения характеристик идентичен. Однако, сравнивая полученные значения для разных типов дна при одинаковых высотах волн, выявляется следующая особенность. Для высоты волны H = 2 м, значения полученных характеристик слабо меняются от смены гранулометрического состава, а для волнения высотой H = 3 м морфометрические характеристики подводного склона, сложенного крупнозернистыми осадками определенно выше по сравнению с аналогичными значениями для склона, сформированного среднезернистым материалом.

Для второго случая было принято использовать одну комбинацию фракционного состава осадка, а именно крупнозернистый (1.5 – 0.5 мм) и среднезернистый (0.5 – 0.3 мм) песок. Крупность частиц, как и в первом случае, уменьшалась по мере удаления от берега. Кроме того, использовалось

несколько границ раздела для фракций осадка, задаваемых по глубине. Было изменено число вариаций интенсивности ветрового волнения (максимальная высота волны изменялась от 2 до 5 м). Количество ячеек сетки было увеличено до 500, а шаг по сетки составил 1 м.

В результате решалось три задачи. Для первой граница раздела фракций проходила на глубине 3 м, для второй на 3.5 м, а в третьей задаче на 4 м.

Полученные результаты показали, что изменение морфодинамических особенностей подводного склона, как и для первого случая напрямую зависит от параметра ветрового волнения. Так наибольшее эрозионное воздействие, достигающее отметки 2.3 м и наибольшая ширина образованного бара (25.5 м) были получены для волнения высотой 5 м.

Дальнейший анализ показал, что результаты моделирования для разных границ раздела песчаного материала не подчиняются общим закономерностям.

В качестве примера возьмем такую характеристику, как ширина образованного подводного бара и проследим ее изменение для каждой высоты волны при разных границах раздела.

При высоте волны H_{max} = 2 м, увеличение размеров бара происходит по мере увеличения глубины раздела. При волнах высотой три и четыре метра максимальное значение отмечается для варианта с глубиной раздела на 3.5 метрах. С увеличением глубины значения ширины бара уменьшаются, а с приближением к берегу – возрастают.

При высоте волны H_{max} = 5 м, своих максимальных морфометрических значений бар достигает при глубине раздела на 4 м, а минимальных на 3.5 метрах.

Выводы. Выполнено математическое моделирование перераспределения песчаных фракций по подводному береговому склону под воздействием ветрового волнения в районе пгт Николаевка Западного Крыма. Исследована динамика профиля подводного берегового склона при разном фракционном составе и разных параметрах ветрового волнения. Время действия ветрового волнения составляло 24 ч.

Установлено, что основные морфодинамические процессы происходят в пределах 25 метровой зоны ограниченной изобатой 2.5 м.

Наибольшие изменения подводного берегового склона происходят под воздействием интенсивного волнения, в случаях, когда граница раздела материала проходила на глубинах 3 – 4 м.

Полученные профили подводного берегового склона, сформированные разными по гранулометрическому составу комбинациями, при одной и той же интенсивности волнения отличаются.

Также следует отметить, что независимо от шага сетки, границ раздела фракций осадка и даже интенсивности волнения, высота образованного подводного бара изменяется в пределах 0.25 – 0.3 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974. 438 с.

2. *Блатов А.С. Иванов В.А.* Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря. – Киев: Наукова думка, 1992. – 242 с.

3. *Иванов В.А., Фомин В.В*. Математическое моделирование динамических процессов в зоне море – суша. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – 363 с.

4. *Горячкин Ю.Н., Фомин В.В.* Характеристика волновых течений в Каламитском заливе // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. – вып. 23. – С. 159 – 165.

5. *Харитонова Л.В., Фомин В.В.* Численное моделирование ветрового волнения у Западного побережья Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – вып. 25, т.1. – С. 26 – 37.

6. *Удовик В.Ф., Горячкин Ю.Н.* Межгодовая изменчивость вдольберегового потока наносов в береговой зоне Западного Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2013. – вып. 27. – С. 363 – 368.

7. *Горячкин Ю.Н., Фомин В.В., Харитонова Л.В*. Динамика наносов в Евпаторийской бухте, Черное море // Вестник Одесского Национального университета. Географические и геологические науки. – 2013. – Т. 18, вып. 2(18). – С. 46 – 53.

8. *Шуйский Ю.Д.* Механический состав пляжевых наносов на западных берегах Крымского п-ова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. – № 27. – С. 370 – 385.

9. *XBeach* model description and manual. – UNESCO-IHE Institute for Water Education. – Deltares; Delft: Deltares and Delft Univ. Technology, 2010. – 106 p.

10. *Holthuijsen L.H.* Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge University Press: Cambridge, 2007, http://www.cambridge.org/9780521860284. ISBN 0-521-86028-8. XVI, 387 p.

K.I. Gurov, V.V. Fomin, D.I. Lazorenko

Modeling of the redistribution of sand fractions according to a underwater coastal slope under the influence of the wind waves

The processes of erosion and sedimentation of bottom sediments near the village of Nikolaevka, using a numerical model XBeach (eXtreme Beach behavior) is studied. The analysis of the characteristics of the redistribution of sand fractions underwater coastal slope is carried out. Changes in the morphology of the underwater coastal slopes composed of different fractional composition of sediments in different hydrodynamic conditions are shown. An important feature of the model was modified to use several sediment fractions, as well as changes in the boundaries of their separation on the profile. The simulation was performed for various parameters of the grid floor and wind waves. The source of energy for the process is a coastal storm surge. Direction of wind waves at all times taken the absence oriented along the profile. Modeling morphodynamics underwater coastal slope was conducted over a time interval of 24 hours. Studies have shown that the main morphodynamic processes are within 25 m of isobath limited to 2.5 m. The greatest changes of the underwater coastal slope were occuring under the influence of intense storm, when the interface of the material took place at a depth of 3 and 4 meters.

УДК 574 [574.5] [579]

Ю.В. Дорошенко

Институт морских биологических исследований
имени А.О. Ковалевского РАН, г. Севастополь, пр. Нахимова, 2
julia_doroshenko@mail.ru

МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНОВ ЧЁРНОГО МОРЯ (НА ПРИМЕРЕ ПЛЯЖА ПЕСОЧНЫЙ, СЕВАСТОПОЛЬ)

Приведены результаты микробиологических исследований прибрежных наносов пляжа Песочный (Чёрное море, регион Севастополя). Полученные данные по численности бактериобентоса свидетельствуют об отсутствии хронического нефтяного загрязнения, но указывают на значительное загрязнение органической природы в период активной рекреационной нагрузки.

Ключевые слова: гетеротрофные и нефтеокисляющие бактерии, нефтяное загрязнение, экологическое состояние, Чёрное море.

Севастополь – город, являющийся крупнейшим незамерзающим морским торговым и рыбным портом, промышленным, научно-техническим и культурно-историческим центром. Несмотря на то, что бухты города Севастополя используются в качестве базы Черноморского флота России, они также ежегодно привлекают тысячи туристов на свои берега. Следовательно, они нуждаются в изучении экологического состояния и оценке загрязнения прибрежных экосистем.

Пляж Песочный – самый маленький и старый городской пляж. Он расположен на южном берегу бухты Песочная (Херсонесская). Длина около 50 м, глубина небольшая (до 2 м), волн почти нет, уклон – пологий без подводных валунов. Пляж песчаный, дно мелкое, правый угол пляжа глинистый. Пляж «Песочный» имеет выход в открытое море, однако из-за мелководья вода на пляже всегда тёплая. Чистота воды зависит также от течения и волнений на море.

Пляж подвержен большой рекреационной нагрузке в купальный сезон. Вблизи пляжа активно развивается инфраструктура, что говорит о наличии антропогенной нагрузки на территорию. Кроме того, среди многочисленных и разнообразных по происхождению потоков загрязняющих веществ в регионе Севастополя, нефтяные углеводороды занимают доминирующую позицию [1, 2].

Цель работы – провести микробиологический мониторинг прибрежных наносов на пляже Песочный.

Материал и методы. Пробы прибрежных наносов отбирали ежемесячно на пляже Песочный шпателемна линии уреза в 2013 г (12 проб) и стерильно помещали в склянки с притёртыми пробками. После доставки в лабораторию вся последующая обработка проб проводилась в стерильных условиях.

В прибрежных наносах и донных осадках определяли общую численность гетеротрофных (ГТ) и нефтеокисляющих бактерий (НО) методом предельных разведений. Расчёт наиболее вероятного числа клеток в единице объёма исходного субстрата осуществляли по таблицам Мак-Креди [3, 4].

Результаты и обсуждения. За исследуемый период общая численность гетеротрофных бактерий в прибрежных наносах пляжа Песочный колебалась от 20 тыс. до 9,5 млн. кл./г (рис. 1). Пик численности гетеротрофных бактерий приходится на август, что, вероятно, связано с большим количеством отдыхающих, а так же с благоприятной для развития бактерий температурой.

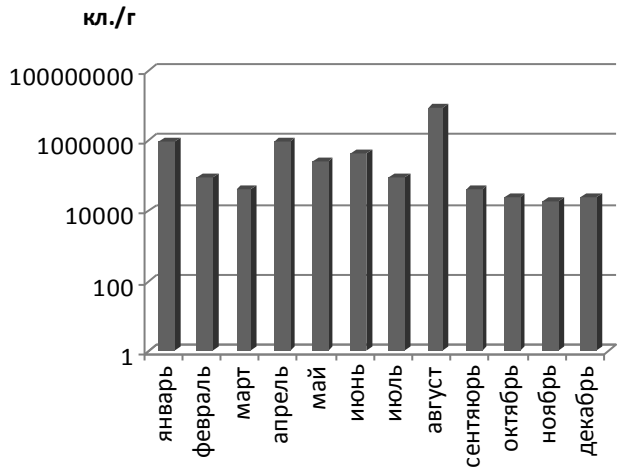


Рис. 1 Динамика численности гетеротрофных бактерий в прибрежных наносах пляжа Песочный

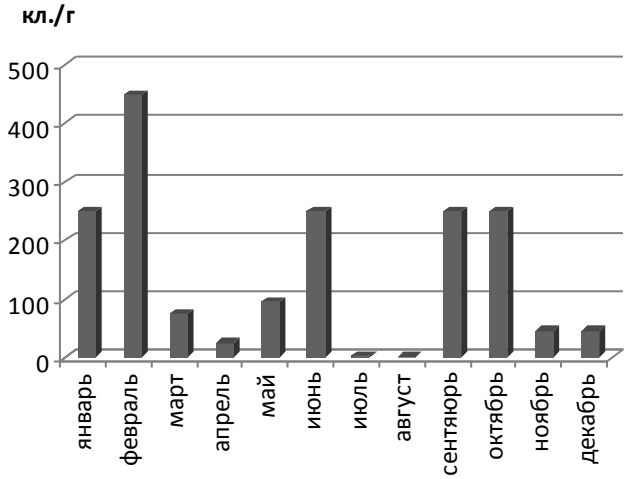


Рис. 2. Динамика численности нефтеокисляющих бактерий в прибрежных наносах пляжа Песочный

Численность нефтеокисляющих бактерий варьировала в диапазоне от 0,4 до 450 кл./г, что на 4–5 порядков меньше численности гетеротрофов (рис. 2). Таким образом, за весь исследуемый период численность нефтеокисляющих бактерий не превышала 1 % от общей численности гетеротрофов.

Полученные результаты по численности нефтеокисляющих бактерий аналогичны полученным ранее на пляже Учкуевка [2]. Они свидетельствуют об отсутствии хронического нефтяного загрязнения. Однако высокие значения численности гетеротрофов, особенно в летний период, соответствуют повышенным концентрациям органического вещества в прибрежных наносах. По численности гетеротрофных бактерий пляж Песочный в летний период можно отнести к гиперэвтрофному району.

В настоящее время б. Песочная интенсивно используется в рекреационных целях. Результаты наших исследований, а также комплексные санитарно-биологические исследования [5, 6] б. Песочной, свидетельствуют о том, что загрязнение нефтяными углеводородами прибрежных наносов пляжа не обнаружено [6, 7], но возрастание в летний период рекреационной нагрузки требует принятия мер по улучшению экологической обстановки исследованного пляжа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алёмов С. В., Бурдиян Н. В., Гусева Е. В., Шадрина Т. В., Енина Л. В., Сосновская Р. В., Тихонова Е. А., Волков Н. Г. Санитарно-экологические исследования акватории Севастополя (Чёрное море) // Экология моря. – 2007. – Вып. 73. – С. 5–15.

2. Миронов О. Г. И [др.] Санитарно-биологические исследования в прибрежной акватории региона Севастополя – Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика, 2009. – 192 с.

3. Практикум по микробиологии / Под ред. А. И. Нетрусова. – М.: Издательский центр «Академия», 2005. – 608 с.

4. Лысак В. В. Микробиология: [Учеб. пособие для студентов биологич. специальностей]. – Минск: БГУ, 2005. – 364 с.

5. Муравьева И. П., Миронова Т. О. Химический состав перифитона с макрообрастаний гидротехнических сооружений рекреационной зоны Севастополя (Чёрное море) // Учёные записки Таврического национального университета им. В. И. Вернадского (Серия «Биология, химия»). – 2013. – Том26 (65), №3. – С. 144–151.

6. Алёмов С. В., Гусева Е. В., Соловьёва О. В., Тихонова Е. А., Бурдиян Н. В., Дорошенко Ю. В. // Ученые записки Крымского федерального университета им. В. И. Вернадского (Серия «Биология, химия»). – 2015. – Том1 (67), №2. – С. 3–17.

7. Миронов О. Г., Миловидова Н. Ю., Кирюхина Л. Н. О предельно-допустимых концентрациях нефтепродуктов в донных осадках прибрежной зоны Чёрного моря // Гидробиол. журнал. – 1986. – 22, №6. – С. 77–78.

Yu. V. Doroshenko

MICROBIOLOGICAL MONITORINGCOASTALBLACK SEA(ON THE EXAMPLE OF THE PESOCHNAYA BAY, SEVASTOPOL)

The results of microbiological research of coastalsediment of the Pesochnaya bay (Black Sea, Sevastopol region) are conducted. The dataonthe number ofbacteriobenthosindicate the absence ofchronicoil pollution, but point toa significantcontaminationof organic natureinthe period of activerecreational load.

Keywords: heterotrophicandoil-oxidizingbacteria, oil pollution, ecological statement, the Black Sea.

УДК 556.043

Я.И. Егупова[1], А.В. Багаев[2]

[1]*Филиал Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, г. Севастополь*
[2]*Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь*
yana_egupova@mail.ru

ОСОБЕННОСТИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ЛОКАЦИИ ИСТОЧНИКОВ МОРСКИХ СБРОСОВ НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ КРЫМА

В работе выполнен анализ и классификация источников пресноводных плюмов на побережье Крыма. Собранные данные о расположении, характеристиках и происхождении источников занесены в базу данных и представлены в виде слоя для приложения ГИС Google Earth. В рамках выбранной классификации приводится анализ результатов экспедиционных исследований, проведенных в МГИ РАН летом-осенью 2015 г. Планируется дополнить базу данных спутниковыми снимками, на которых проявляется результат воздействия плюма на прибрежные воды.

Ключевые слова: морские сбросы, плюм, Южный берег Крыма.

Пресноводный материковый сток играет важнейшую роль в физических, химических и биологических процессах в океане, особенно в шельфовых областях. Он является основным источником поступления в море взвешенных и растворенных терригенных и биогенных веществ, а также продуктов антропогенного загрязнения [4].

Объектом нашего исследования является регионально-генетическая классификация «плюмов» (от английского *plume*) – специфические мезомасштабные линзы вод, имеющие пониженную соленость и плотность по сравнению с окружающим морем, которые формируются стоком, поступающим в море с материка [1]. Как правило, эти структуры выделяются также в распределениях концентрации взвешенных и растворенных терригенных веществ и биооптических характеристик. Пространственные масштабы плюмов могут составлять от десятков метров до десятков и даже сотен километров, при этом они во многих случаях сохраняют резко очерченную границу, часто шириной всего несколько сантиметров, с окружающими морскими водами. Из натурных и спутниковых наблюдений известно, что плюмы обладают собственной внутренней динамикой, взаимодействуют с донным рельефом и вихревыми образованиями на шельфе, переносятся ветром и фоновой прибрежной циркуляцией. Лишь после этого, перемешиваясь, в конце концов, с окружающими морскими водами, они доставляют в море вещества материкового происхождения, а вместе с ними и сигнал терригенных и антропогенных воздействий. В

условиях интенсивной фоновой вдольбереговой циркуляции плюм реки будет ограниченным по площади, и существовать в виде узкой полосы, прижатой к берегу в направлении течения. Напротив, в условиях слабо развитого вдольберегового течения линза инородных вод сама по себе является одним из факторов шельфовой циркуляции, способствующим формированию субмезомасштабных антициклонических вихревых структур [2].

На базе Морского гидрофизического института с 29 июля по 10 сентября были выполнены 4 полигонные съемки. Расстояния станций на съемках варьировалось от 0.4 до 1.6 км. Во время экспедиции проводился отбор проб на поверхности воды и дне станций. Участниками регистрировалась температура и соленость, щелочность, концентрацию кислорода и отдельных химических компонентов в забортной воде. Проблема загрязнения особенно актуальна в акваториях вблизи крупных городов. В первую очередь это относится к Ялте — крупнейшему курорту полуострова, одним из источников опасности для которого являются промышленные и бытовые отходы, поступающие со стоком рек.

По происхождению плюмы делят на 3 класса: речные плюмы, стоки с гор и ливневые пресноводные стоки. Речные плюмы формируются в зоне распространение низкой солености воды из рек и встречаются по всему миру в прибрежных районах [3]. Важно отметить, что, будучи внутренней, почти замкнутой акваторией, Черное море особенно подвержено влиянию речного стока. Число впадающих в него больших и малых рек приближается к 1000, из них в пределах России — свыше 30. Все они сравнительно малые, их общий среднемноголетний объем — около 7 км^3 в год, что составляет лишь около 2% от общего пресноводного стока в Черное море. Но являясь относительно незначительным компонентом водного баланса для моря в целом, их сток оказывает заметное влияние на систему суша-море в региональных масштабах, биологическую продуктивность российского черноморского шельфа, а также на качество вод в этом районе [5].

В докладе представлена собранная нами база данных о положении и параметрах потенциальных и действующих источников плюмов на побережье Крыма по состоянию на 2015 год. Для визуализации результатов и упрощения доступа к данным для пользователей используется интерфейс приложения *Google Earth*. Дальнейшим развитием работы будет сбор, анализ и классификация сведений о параметрах плюмов, наблюдаемых по данным спутниковых измерений и экспедиционных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Завьялов П., Маккавеев П.* Речные плюмы в акватории Сочи // Наука в России. – 2014. – №2 (200). – С. 4-13.

2. *Нелепо Б.А., Булгаков Н.П., Блатов А.С., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С.* Классификация и распространение синоптических вихревых образований в Мировом океане. Препр. БЯ № 09556 / Мор. гидрофиз. ин-т АН УССР. Севастополь, 1984. 40 с.

3. *MacDonald D.G., Geyer W.R.* Turbulent energy production and entrainment at a highly stratified estuarine front. J Geophys Res Oceans, 2014 109:C05004

4. *Mayer L.M., Keil R.G., Macko S.A., Joye S.B., Ruttenberg K.C., Aller R.C.* Importance of suspended particulates in riverine delivery of bioavailable nitrogen to coastal zones. Global Biogeochem Cycles, 1998. 12(4):573–579

5. *Wang Z., Goodman L.* Evolution of the spatial structure of a thin phytoplankton layer into a turbulent field. Mar Ecol Prog Ser, 2009. 374:57–74

Egupova Yana, Bagaev Andrei

FEATURES OF THE ORIGIN AND LOCATION OF SOURCES OF MARINE EMISSIONS IN THE SOUTH COAST OF CRIMEA

An analysis and classification of the freshwater plume sources along the coastline of the Crimean peninsula is provided. The data collected on the location along with characteristics and origins of the sources listed in the database and represented as a layer for Google Earth. Within the framework of the chosen classification analysis of expedition conducted by MHI RAS during summer and autumn, 2015 is described. The satellite imagery data, which manifests feedback plume on coastal waters, are proposed to be a supplementary resource for the database created.

УДК 504.4.054 (262.54)

Е.А. Тихонова

ФГБУН Институт морских биологических исследований имени А. О. Ковалевского РАН, пр. Нахимова 2, г. Севастополь, 299011
tihonoval@mail.ru

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ МАССОВЫМИ ВИДАМИ БЕНТОСНЫХ МОЛЛЮСКОВ СЕВАСТОПОЛЬСКИХ БУХТ (ЧЁРНОЕ МОРЕ)

Ключевые слова: нефтяные углеводороды, донные отложения, бентосное сообщество

Бухта Стрелецкая располагается в юго-западном районе Севастополя и, как и большая часть местных бухт, глубоко вдается в береговую линию. Также на её берегах размещается большое количество жилых построек, а в кутовой части располагается источник пресной воды. Общая протяжённость бухты составляет 2,2 км, ширина на выходе – 420 м. Антропогенная нагрузка на эту бухту, в сравнении с центральной, Севастопольской, невелика, что подтверждают и систематические данные по содержанию нефтяных углеводородов (НУ) в ёе донных отложениях.

По данным [4] уровень загрязнения донных осадков достаточно высокий, особенно в кутовой и центральной её частях, что соответственно негативно влияет на бентосное сообщество. Чётких взаимосвязей между количеством нефтяных углеводородов в морских грунтах и в гидробионтах выявлено не было, но попытки их установить и описать делались различными авторами [1, 2]. Поэтому целью данной работы стало провести анализ взаимосвязей между гидробионтами и средой их обитания по ранее полученным данным.

Материал и методы. Материалом для исследования послужили пробы макрозообентоса, бентосных моллюсков абра, -*Abrasegmentum* (Récluz, 1843) и нассариус -*Nassariusreticulatus*(Linnaeus, 1758), а также донных осадков, отобранные в Севастопольской и Стрелецкой бухтах в период с 2006 по 2008 гг. Данные виды моллюсков были выбраны так как являются массовыми и представляют различные трофические уровни. Пробы отбирались дночерпателем Петерсона с площадью захвата 0,038 м^2 в трёх повторностях. В подготовленных соответствующим образом [5] пробах донных осадков и моллюсков НУ определяли методом инфракрасной спектрометрии на спектрофотометре ФСМ-1201.

Результаты и обсуждение. Рассчитанная нами ранее средняя концентрация НУ в моллюсках *A. segmentum* в Стрелецкой бухте составила 109,9±17,3, *N. reticulatus* - 28,7 ±2,4, в донных осадках бухты – 957,7±113,9 мг·100 $г^{-1}$ возд.- сух. д. о. [7] По полученным данным в 2012 г. общая картина загрязнения донных осадков не изменилась.

Если сравнивать две самые загрязнённые бухты севастопольского региона, то полученные величины НУ для абры выше, чем концентрации НУ в бентосных моллюсках Севастопольской бухты (максимальные величины достигали 81,5 мг·100 $г^{-1}$). Кроме того, для б. Севастопольская для бентосных моллюсков были отмечены следующие зависимости: обратная корреляционная зависимость у двустворчатых моллюсков от концентрации нефтепродуктов в донных отложениях (r=- 0,6; n = 10, P <0,05), т.е. при увеличении содержания НУ в донных осадках уменьшается количество двустворчатых моллюсков, тогда как у брюхоногих какая-либо зависимость между данными параметрами отсутствует. Для Стрелецкой же бухты характерны следующие зависимости: для двустворчатых моллюсков – при увеличении количества НУ в морском грунте уменьшается их содержание в бентосных организмах (r=- 0,7; n = 12, P <0,05); для брюхоногих – подобная зависимость слабо выражена (r=- 0,4; n = 12, P <0,05). Таким образом, можно говорить о том, что при увеличении концентрации НУ в донных осадках уменьшается количество двустворчатых моллюсков, и содержание нефтепродуктов в них падает, т.е. остаются только те гидробионты, которые способны приспособится к загрязненным условиям среды. Что касается брюхоногих моллюсков, то они являются более устойчивыми к нефтяному загрязнению, на что указывает и отсутствие каких-либо связей.

Однако концентрация НУ в абрах не является максимальной среди исследованных двустворчатых моллюсков. Например, у отобранных нами в акватории нефтегавани около системы гидробиологической очистки морской воды мидий содержание данного загрязнителя составило 485,1 мг·100 $г^{-1}$, что в более чем в 4 раза больше, чем у *A. segmentum*, что связано с фильтрационной активностью моллюска (за сутки способны профильтровать до 280 $м^3$ воды [3]). Дело в том, что двустворчатые моллюски, которые фильтруют большие объёмы воды, поглощают углеводороды нефти в растворенном виде или в виде суспензированных частиц и диспергированных нефтяных капель. Такой механизм поглощения НУ позволяет накапливать углеводороды в высоких концентрациях [8]. В брюхоногих моллюсках рапанах, отобранных в том же месте, что и мидии отмечены также высокие концентрации НУ – до 390,8 мг·100 $г^{-1}$.

Близким по своим значениям к концентрациям НУ в абрах было их содержание в асцидиях, которое составило в среднем 117,3 мг·100 $г^{-1}$ (асцидии отбирались нами в акватории нефтегавани вблизи систем гидробиологической очистки). При этом хроматографический анализ [6]

показал наличие неразложимого фона, что свидетельствует о загрязненности пробы. Прописанный диапазон составляет от C_{10} до C_{18} (прописаны все н-алканы и изомер C_{14}). Преобладают также углеводороды с четными атомами углерода.

Заключение. Концентрация НУ в донных осадках Стрелецкой бухты достаточно высокая (для сравнения в донных отложениях Камышовой бухты НУ составляют 10-70 мг·100 $г^{-1}$, Казачьей – следовые количества [4]), что привело к систематическому загрязнению нефтепродуктами населяющих донные отложения бентосных моллюсков и, соответственно, постоянному накоплению данного загрязнителя. По полученным данным стало ясно, что взаимосвязь между концентрациями НУ в донных отложениях и гидробионтах отмечена у двустворчатых, тогда как у брюхоногих отсутствует. Соответственно, наши данные подтверждают факт, что двустворчатые моллюски являются более уязвимыми по отношению к нефтяному загрязнению, тогда как брюхоногие более устойчивые.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов Г. А., Березина Н. А., Лаптева Н. А., Жариков Г. П.* Использование структурных показателей бактерио- и зообентоса для оценки качества донных отложений (на примере водоёмов Верхневолжского бассейна) / Г. А. Виноградов, Н. А. Березина, Н. А. Лаптева, Г. П. Жариков // Водные ресурсы. – 2002. – Т. 29, № 3. – С. 329 – 336.

2. *Воробьёв Д. С.* Влияние нефти и нефтепродуктов на макрозообентос / Д. С. Воробьёв // Известия Томского политехнического университета. – 2006. – Т. 2003, № 3. – С. 42 – 45.

3. *Киселёва М. И.* Бентос рыхлых грунтов Чёрного моря / М. И. Киселёва. – К.: Наук. думка, 1981. – 168 с.

4. *Миронов О. Г.* Санитарно-биологические аспекты экологии севастопольских бухт в XX веке / Миронов О. Г., Кирюхина Л. Н., Алёмов С. В. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003, – 185 с. – (НАН Украины, Институт биологии южных морей)

5. *Тихонова Е. А.*Определение нефтяных углеводородов в макрозообентосе Севастопольской бухты (Черное море) / Е.А. Тихонова // Экология моря. – 2008. – вып. 76. – С. 96 – 99.

6. *Тихонова Е. А.*Передача нормальных алканов по цепи: донные осадки – *Abrasegmentum* – *Nassariusreticulatus*/ Е. А. Тихонова // Экология моря. – 2009. – вып. 78. – С. 87 – 89.

7. *Тихонова Е. А.*Потоки нефтяных углеводородов через бентосные сообщества *Abraovata* – *Nassariusreticulatus* / Е. А. Тихонова // Экология моря. – 2009. – вып. 77. – С. 91 – 93.

8. *Щекатурина Т. Л., Миронов О. Г.* Аккумуляция углеводородов нефти двустворчатыми моллюсками *MytilusgalloprovincialisL.* / Т. Л. Щёкатурина, О. Г. Миронов // Гидробиол. журн. – 1987. – Т. 23, № 2. – С. 71 – 76.

Tikhonova E. A.

THE FEATURES OF OIL HYDROCARBONS BY MASS SPECIES BENTHIC MOLLUSCS OF SEVASTOPOL BAYS (BLACK SEA)

УДК: 551.463.5: 581.132(262.5)

Т.В. Ефимова, Н.А. Моисеева, Т.Я. Чурилова, О.В. Кривенко

Институт морских биологических исследований
имени А.О. Ковалевского РАН,
г. Севастополь, Россия
tatyana-iefimova@yandex.ru, nataliya-moiseeva@yandex.ru

ПОГЛОЩЕНИЕ СВЕТА ОПТИЧЕСКИ АКТИВНЫМИ КОМПОНЕНТАМИ СРЕДЫ В ЗОНЕ ФОТОСИНТЕЗА ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЁРНОГО МОРЯ (СЕНТЯБРЬ 2015 ГОДА)

Представлены результаты измерений и параметризации поглощения света фитопланктоном, неживым взвешенным и окрашенным растворенным веществом в глубоководном районе Черного моря в сентябре 2015 г.

Ключевые слова: поглощение света, фитопланктон, взвешенное и растворённое органическое вещество, Черное море.

Спутниковая информация широко используется для оценки показателей продуктивности вод. С целью уточнения пересчёта оптических сигналов со спутников в показатели продуктивности конкретных водоёмов требуется разработка алгоритмов, учитывающих особенности оптических характеристик этих вод. Для повышения точностирегиональных алгоритмов необходимо определить сезонные особенности поглощения света всеми оптически активными компонентами среды и их соотношения [1]. В рамках решения данной задачи выполнен анализ данных биооптических измерений, выполненных ввосточном глубоководном районе Черного моря в сентябре 2015 года.

Методы. Измерение биооптических показателей проводились методами: концентрация хлорофилла *a* (Хл *a*) спектрофотометрическим [2] методом; поглощение света взвешенным веществом и фитопланктоном по методу [3,4]; поглощение света окрашенным растворенным органическим веществом по методу [5]. Оптические измерения проводили на двулучевом спектрометре Lambda 35 (PerkinElmer) с интегрирующей сферой в диапазоне длин волн (λ) от 350 до 750 нм (взвешенное вещество) и от 250 до 750 нм (окрашенное растворенное органическое вещество – CDOM). В экспедиции пробы хранились с соблюдением необходимых условий [6].

Спектральное распределение коэффициентов поглощения света неживым взвешенным веществом ($a_{NAP}(\lambda)$) и окрашенным растворенным

органическим веществом ($a_{CDOM}(\lambda)$) описывали экспоненциальной зависимостью:

$$a(\lambda) = a(440) \exp(- S (\lambda - 440)),$$

где S – показатель экспоненты ($нм^{-1}$), который определяли для диапазона 350-500 нм.

Результаты и обсуждение. Спектры коэффициентов поглощения света пигментами фитопланктона ($a_{ph}(\lambda)$), $a_{NAP}(\lambda)$ и $a_{CDOM}(\lambda)$, измеренные в сентябре 2015 г. в восточной глубоководной части Черного моря, представлены на рисунках 1 – 3 соответственно.

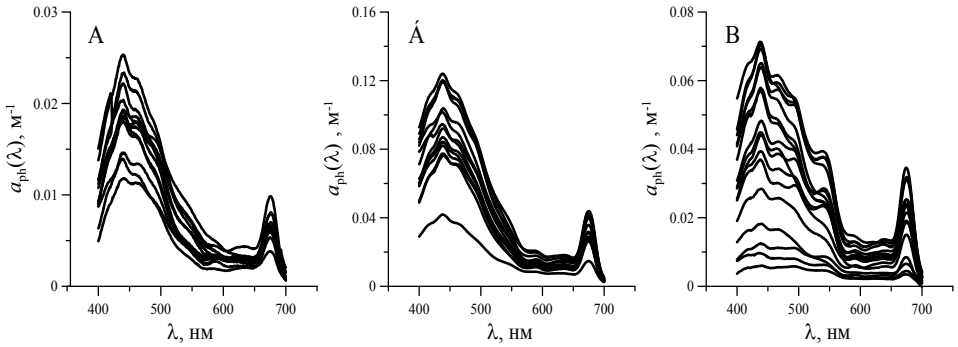


Рис. 1 Спектры коэффициентов поглощения света пигментами фитопланктона: (А) – в поверхностном слое, (Б) – в термоклине (7 – 13 м), (В) – под термоклином

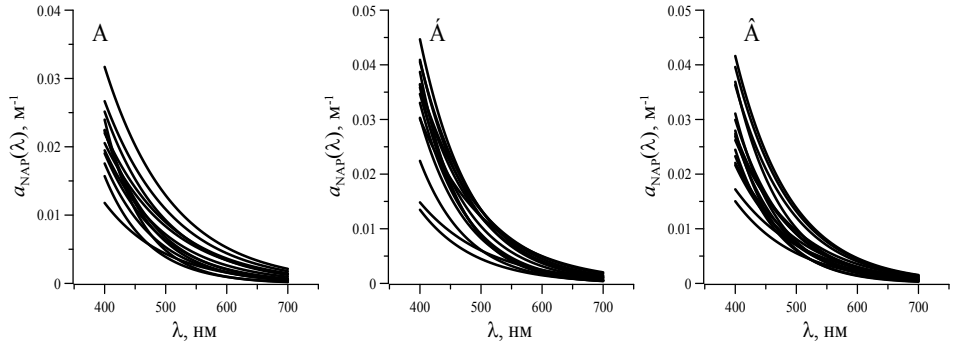


Рис. 2 Спектры коэффициентов поглощения света неживым взвешенным веществом: (А) – в поверхностном слое, (Б) – в термоклине (7 – 13 м), (В) – под термоклином

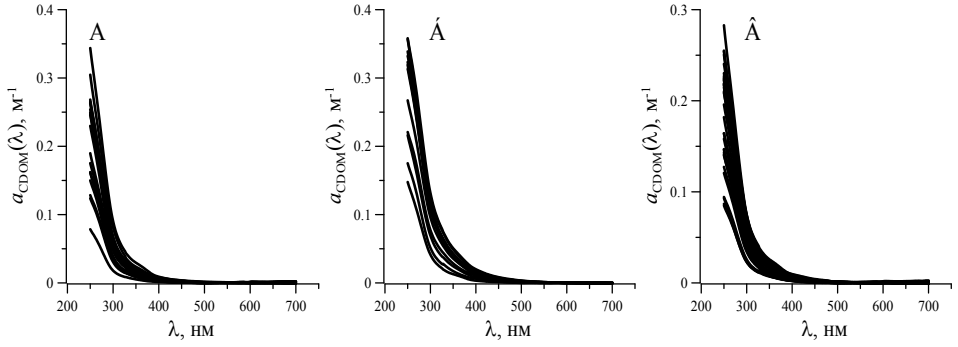


Рис. 3 Спектры коэффициентов поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом: (А) – в поверхностном слое, (Б) – в термоклине (7 – 13 м), (В) – под термоклином

В период исследований отмечено неоднородное распределение Хл *a* в исследованном слое (0 – 50 м). В поверхностном слое отмечена наименьшая концентрация Хл *a* (C*a*), которая изменялась от 0.20 до 0.38 мг м$^{-3}$, составляя в среднем 0.26 (±0.04) мг м$^{-3}$. В термоклине, который находился на глубинах 7 – 13 м в зависимости от станции, C*a* была максимальной: 0.59 – 2.9 мг м$^{-3}$, составляя в среднем 1.5 (±0.7) мг м$^{-3}$. Под термоклином (25 - 40 м) C*a* варьировала от 0.76 до 1.7 мг м$^{-3}$, составляя в среднем 1.2 (±0.33) мг м$^{-3}$.

Видимость диска Секки (Zs) изменялась между станциями от 12 до 17 м. Используя связь между величинами Zs и диффузионным коэффициентом ослабления света [7], сделана оценка зоны фотосинтеза, которая распространялась до глубин ~ 30 – 40 м. Следовательно, фитопланктон на всех исследованных горизонтах существовал в зоне фотосинтеза. Форма спектров коэффициентов поглощения света фитопланктоном, нормированных на поглощениенадлине волны 678 нм ($a_{ph}^*(\lambda)/a_{ph}^*(678)$) существенно различалась между слоями (рис. 4).

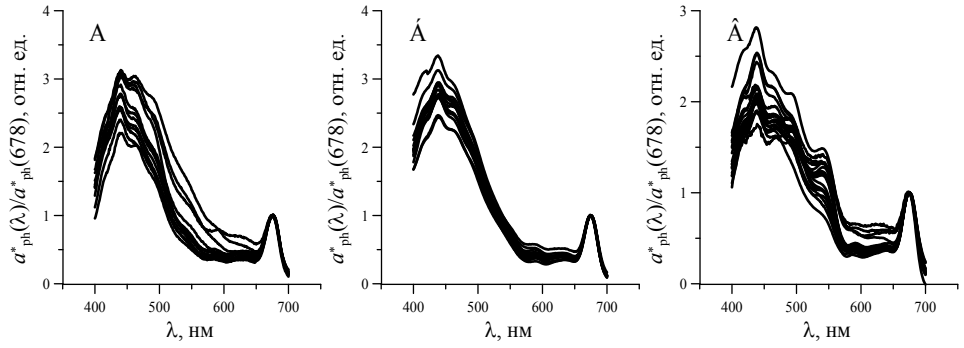


Рис. 4 Спектры коэффициентов поглощения света пигментами фитопланктона, нормированных на поглощение на длине волны 678 нм ($a_{ph}(\square)/a_{ph}(\square\square\square)$ в разных слоях зоны фотосинтеза в глубоководном районе Черного моря в сентябре 2015 г.: А- над термоклином, Б -в термоклине, В – под термоклином

При этом соотношение коэффициентов поглощения света в синем и красном максимумах спектра (R= $a_{ph}(440)$ /$a_{ph}(678)$) в поверхностном слое и в термоклине составляло 2.8 (±0.44) и 2.9 (±0.19) соответственно. С увеличением глубины обитания фитопланктона до 25 м и ниже (<40 м) отмечено уменьшение R до 2.2 (±0.27) с появлением на спектрах поглощения света пигментами дополнительного локального пика на длине волны ~ 500-550 нм, соответствующего поглощению фикоэритринов (ФЭ). Известно, что удельные (нормированные на C*a*) коэффициенты поглощения света фитопланктоном зависят от состава и концентрации пигментов в клетках планктонных водорослей, а также видовой и размерной структуры сообщества. Следует отметить, что в сентябре месяце условия существования фитопланктона в зоне фотосинтеза характеризовались относительно высоким уровнем падающей на поверхность моря солнечной радиации [8], сезонным

стратификацией вод с максимальным градиентом температуры на глубине ~ 10 м и высокой прозрачностью воды. Эти факторы определяют условияв среде существования фитопланктона, и, как следствие, адаптацию фитопланктонного сообщества к различающимся условиям существования в верхнем квазиизолированном (ВКС), в слое термоклина и в нижней части зоны фотосинтеза. При этом существенную роль в существовании фитопланктона под термоклином играетизменение спектрального состава света с глубиной, который на этих глубинах представлен только сине-зеленой частью спектра (500 – 570 нм). Пигментом, поглощающим свет данного спектрального диапазона, является ФЭ –пигмент-маркерцианобактерий. Совпадение полосы поглощения ФЭ со спектральными свойствами проникающего на глубину света в море определяет способность цианобактерий более эффективно поглощать сине-зелёный свет низкой интенсивности по сравнению с эукариотами, что, вероятно, приводит к увеличению численности цианобактерий в глубинном сообществе фитопланктона. Наличие сезонной стратификации вод приводит к «запиранию» фитопланктонного сообщества в слое со специфическими спектральными характеристиками. Доминированием в глубинном сообществе цианобактерийи объясняется появление на спектрах $a_{ph}(\square)$под термоклином дополнительного локального пика на длинах волн ~ 500 – 550 нм.

В поверхностном слое глубоководной части моря поглощение света неживым взвешенным веществом на длине волны 440 нм (синий максимум спектра $a_{ph}(\lambda)$) в среднем равнялось 0.014 (±0.004) м$^{-1}$, что составляло 42% от общего поглощения всем взвешенным веществом ($a_p(440)$ ~ 0.033 (±0.007)). В термоклине отмечено уменьшение доли $a_{NAP}(440)$ (0.020 (±0.006)) в $a_p(440)$ (0.11 (±0.027)) до 18 %. Под термоклином доля $a_{NAP}(440)$ (0.018 (±0.005)) в$a_p(440)$ (0.064 (±0.028)) снова увеличилась и составила 28%. Показатель экспоненты S_{NAP} в среднем равнялся 0.012 (±0.002) нм$^{-1}$, что соответствует литературным данным [9].

Коэффициенты $a_{CDOM}(440)$ по горизонтам представлены в таблице 1. Величина $a_{CDOM}(440)$ составляла в среднем 53 ± 16 % от общего поглощения света взвешенным и растворенным веществом. Для диапазона 350–500 нм средняя величина показателя экспоненты S_{CDOM} равнялась 0.023 (±0.005) нм$^{-1}$ (табл.1), что соответствует литературным данным [10]. В качестве характеристики состава CDOM по соотношению высоко- (ВМ) и низкомолекулярных (НМ) фракций растворенных органических соединений (РОВ), поглощающих свет, принято использовать отношение показателей экспоненты (Sr) для диапазонов длин волн 275–295 и 350–400 нм [11]. Величина Sr составляла среднем для разных горизонтов 1.5±0.2 (табл.1), что свидетельствует об относительной однородности района исследований по соотношению ВМ и НМ.

Таблица 1
Показатели поглощения светаCDOM вглубоководном районе Черного моря в сентябре 2015 года

Глубина, м	$a_{CDOM}(440)$, $м^{-1}(\pm\sigma)$	Диапазон, нм	S_{CDOM}, $нм^{-1}(\pm\sigma)$	S_r $(\pm\sigma)$
Поверхность (0 м)	0.048 (±0.030)	350-500	0.025 (±0.004)	1.5 (±0.2)
Термоклин (7 – 13 м)	0.13 (±0.06)	350-500	0.021 (±0.003)	1.3 (±0.1)
25 – 40 м	0.059 (±0.031)	350-500	0.023 (±0.005)	1.5 (±0.2)

Выводы

В период сезонной стратификации вод показано различие между слоями зоны фотосинтеза по светопоглощающим характеристикам всех оптически активных компонентов среды, что может быть использовано для уточнения региональных алгоритмов оценки показателей продуктивности по спутниковым данным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Суслин В.В., Чурилова Т.Я., СосикХ.М.* Региональный алгоритм расчета концентрации хлорофилла а в Черном море по спутниковым данным SeaWiFS // Морской экологический журнал. – 2008. – N 2. – С. 24-42.

2. *Jeffrey S.W., HumphreyG.F.* New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a,b,c1 and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton. // Biochem. Physiol. Pflnz., 1975. – V.167. – P.191-194.

3. *Mitchell B.G.* Algorithms for determining the absorption coefficient of aquatic particulates using the quantitative filter technique (QFT) / Ocean Optics X // Ed. R. Spinrad.- SPIE Bellingham, Washington. - 1990. – P. 137 - 148.

4. *Tassan S., Ferrari G.M.* An alternative approach to absorption measurements of aquatic particles retained on filters // Limnol. and Oceanol. - 1995. – 40 (8). – P. 1358 – 1368.

5. *Чурилова Т.Я., Суслин В.В., Рылькова О. А.* Параметризация поглощения света основными оптически активными компонентами в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр. Севастополь, 2008. - Вып.16. - С. 190 - 201.

6. *Sosik H.M.*Storage of marine particulate samples for light-absorption measurements // Limnol. Oceanogr., 1999 – 44(4).– C. 1139–1141

7. *Ведерников В.И.* Первичная продукция и хлорофилл в Черном море в летне -осенний период//Структура и продукционные характеристики планктонных сообществ Черного моря М:Наука. – 1989. – С. 65 – 83.

8. *Суслин В.В., Чурилова Т.Я., Кривенко О.В. и соавт.* Фотосинтетически активная радиация, падающая на поверхность Черного моря, по спутниковым данным // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Сборник докладов XXI Международного симпозиума. [Электронный ресурс – 1 CD-ROM]. ISBN 978-5-94458-150-1. - Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2015. С.В278-В280.

9. *Wozniak B., DeraJ.* Light Absorption in Sea Water. 2007, Springer Science & Business Media. – 460 pp.

10. *Green S.A., Blough N.V.* Optical absorption and fluortescence properties of chromophoric dissolved organic matter in natural waters. // Limnol. Oceanogr.,1994. – V. 39. – P. 1903 - 1916

11. *Helms J. R., Stubbins A., Ritchie J. D. et al.* Absorption spectral slopes and slope ratios as indicators of molecular weight, source,and photobleaching of chromophoric dissolved organic matter // Limnol. Oceanogr.,2008. – V.53. – N 3. - P. 955 - 969.

T. Efimova, N. Moiseeva, T.Churilova, O. Krivenko

LIGHT ABSORPTION BY OPTICAL ACTIVE ENVIRONMENT COMPONENTS IN THE PHOTOSYNTHESIS ZONE IN DEEP-WATERS OF THE BLACK SEA (SEPTEMBER, 2015)

Results of measurement and parametrization of light absorption by phytoplankton, non-algal particles and colored dissolved organic matter in the deep-waters of the Black Sea in September 2015 have been presented

УДК 504.5

Н.М. Иванютин[1], А.А. Пасынков [2]

[1] ФГБУН «НИИ сельского хозяйства Крыма», г. Симферополь
[2] Крымский Федеральный Университет им. В.И.Вернадского, г. Симферополь
redkolya@mail.ru

АНАЛИЗ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В РАЙОНАХ ЭКСПЛУАТИРУЕМЫХ ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ШЕЛЬФЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

В работе приведены результаты комплексных морских исследований экологического состояния геологической среды в районах эксплуатируемых газоконденсатных месторождений (ГКМ) на северо-западном шельфе Черного моря. Исследования включали в себя ретроспективный анализ имеющейся экологической информации, проведение морских экспедиционных работ – гидрохимических, геолого-геохимических и гидробиологических. Установлено современное экологическое состояние геологической среды районов Штормового, Голицынского и Архангельского ГКМ. В результате исследований выявлены превышения предельно допустимых концентраций содержания нефтепродуктов и кадмия в донных отложениях, нефтепродуктов, меди, свинца, хрома и фенолов в поверхностных и придонных водах этих участков.

Ключевые слова: мониторинг, шельф, донные отложения, поллютанты, гидрохимия.

ВВЕДЕНИЕ

Мониторинг экологического состояния геологической среды в районах эксплуатируемых газоконденсатных месторождений (ГКМ) был выполнен при проведении морских исследований в 2010, 2011 и 2012 гг.

Архангельское, Штормовое и Голицинское ГКМ расположены на северо-западном шельфе Черного моря (рис. 1).



Рис.1. Схематическая карта района исследований.

МЕТОДИКА ВЫПОЛНЕНИЯ РАБОТ

В соответствии с задачами, в процессе мониторинга был выполнен пробоотбор из придонного и приповерхностного горизонтов морских вод, донных осадков, зоопланктона и зообентоса по 6 станциям, в каждом районе, расположенным по системе «звезда», при которой одна станция располагалась в центре, а остальные 5 – по лучам «звезды» на расстоянии 500 м, также было сделано несколько фоновых станций.

На станциях пробоотбора было проведено: определение концентраций: ртути, кадмия, хрома, свинца, меди; нефтепродуктов (НП), фенолов, СПАВ, температуры воды, солености, pH, взвешенных веществ, БПК, а также гидробиологические исследования видового разнообразия и биомассы зоо- и фитопланктона, зоо- и фитобентоса.

Отбор проб воды производится пластиковым батометром Ван-Дорна, донных отложений – драгой, обловы зоопланктона проводились тотально в слое 0-20 м сетью Джеди. Химический анализ проб воды и донных отложений был выполнен в аккредитованной Лаборатории Республиканского комитета охраны природы с применением метрологически аттестованных методик. Исследования зоопланктона и зообентоса выполнены в отделах ИнБЮМ НАН Украины, теперь ФГБУН «ИМБИ РАН».

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характеристика морских вод и донных отложений в районах эксплуатируемых ГКМ выполнена на основе данных экологических исследований, с учетом ретроспективного анализа результатов мониторинга состояния экосистемы северо-западного шельфа Черного моря.

Донные отложения

Концентрация НП в пробах донных отложений Архангельского ГКМ на ст. 4 в 1.2 раза выше ПДК. Обращает на себя внимание высокие концентрации кадмия на всех станциях, включая фоновую. Концентрации остальных элементов лежат в пределах норм (таблица 1).

В донных отложениях площади Голицинского ГКМ, на всех станциях пробоотбора содержания НП выше ПДК от 2.5 до 8.7 раз. Приведенные результаты свидетельствуют о том, что площадь Голицинского ГКМ уже до начала бурения загрязнена нефтепродуктами. Обращает на себя внимание факты обнаружения повышенных концентраций НП на фоновых станциях №№ 7 (2.5 ПДК) и 8 (3.2 ПДК).

Концентрация всех исследуемых элементов в донных отложениях Штормового ГКМ не превышает допустимых норм загрязнения [1].

Таблица 1

Содержание загрязняющих веществ в донных отложениях на площадях мониторинга ГКМ, мг/кг

№ станции	НП*	u	b	Cd	Cr	Hg
ПДК	**100**	**5**	**5**	**0.8**	**100**	**0,3**
Архангельское газоконденсатное месторождение						
1	80	4.71	0.7	**6.36**	67.1	<0.005
2	66	8.77	9	**4.11**	71.2	<0.005
3	83	5	4.7	**3.5**	40.2	<0.005
4	**123**	0.99	7.1	**3.13**	37.6	<0.005
5	81	0.91	0.9	**3.21**	38.3	<0.005
6	62	5.9	5.1	**3.32**	60.8	<0.005
7	41	2.26	0.5	**3.12**	51	<0.005
Голицинское газоконденсатное месторождение						
1	**330**	0.2	2.0	<0.25	2.2	<0.005
2	**250**	0.2	2.0	<0.25	0.4	<0.005

3	**260**	0.2	2.0	<0.25	0.6	<0.005
4	**850**	0.2	2.0	<0.25	3.4	<0.005
5	**370**	0.2	2.0	<0.25	0.4	<0.005
6	**410**	0.2	2.0	<0.25	1.1	<0.005
7	**250**	0.2	2.0	<0.25	2.3	<0.005
8	**320**	0.2	2.0	<0.25	0.9	<0.005
Штормовое газоконденсатное месторождение						
1	0,057	.202	2.0	<0.25	<0.4	0.017
2	0,025	0.2	2.0	<0.25	<0.4	0.008
3	0,039	0.2	2.0	<0.25	<0.4	<0.005
4	<0,025	0.2	2.0	<0.25	<0.4	<0.005
5	<0,025	0.2	2.0	<0.25	<0.4	<0.007
6	0,025	0.2	2.0	<0.25	<0.4	<0.01

*НП – нефтепродукты

Примечание. Жирным выделены концентрации элементов, превышающие значения ПДК

Водная среда

Концентрация НП в пробах воды на большинстве станций Архангельской площади не превышает значений ПДК. Незначительное превышение отмечено в поверхностном слое на ст. 1 и 2, а также в придонном слое воды на ст. 1 и 4 (таблица 2). Также превышение содержания НП отмечено в придонном слое воды на площади Штормового ГКМ на ст.№№2, 3, 4.

Приведенные результаты по Голицинской площади свидетельствуют о том, что на станциях №№, 2 (1.8 ПДК) и 4 (7 ПДК) в поверхностных водах, ст.№ 1 (7.4 ПДК) в придонных водах концентрациимеди превышают ПДК, а на ст. 3 и 7 достигают его значений.

Таблица 2

Содержание загрязняющих веществ в поверхностных и придонных водах на площадях мониторинга ГКМ, мг/дм^3

№ станции	НП	Cu	Pb	Cd	Cr	Zn
ПДК	**0.05**	**5**	**10**	**10**	**1**	**10**
Архангельское газоконденсатное месторождение						
1	**0.052** **0.063**	1.5 2.4	<1 <1	<0.1 <0.1	0.2 0.2	2 5.7
2	**0.050** 0.022	1.2 1.4	<1 <1	<0.1 <0.1	<0.2 <0.2	3.1 4
3	0.022 0.030	1.5 1.4	<1 <1	<0.1 <0.1	<0.2 <0.2	4 5.5
4	0.015 **0.068**	2.1 4.9	<1 <1	<0.1 <0.1	0.2 <0.2	2 1.9
5	0.021 0.016	1.8 0.3	<1 <1	<0.1 <0.1	0,2 <0.2	3.3 3.6
6	0.029 0.007	1.6 4.8	<1 <1	<0.1 <0.1	<0.2 <0.2	2.5 1.8
Голицинское газоконденсатное месторождение						
1	0.014 0.032	3 **37**	**38** **19**	<0.2 <0.2	<5 <5	
2	0.031 0.034	**9** 1	5 **20**	<0.2 <0.2	<5 <5	
3	0.049 0.034	**5** **5**	2 **12**	<0.2 <0.2	<5 <5	
4	0.048 0.007	**35** 2	2 7	<0.2 <0.2	<5 <5	
5	0.032 0.039	1 3	**15** 7	<0.2 <0.2	<5 <5	
6	0.015 0.018	1 1	7 6	<0.2 <0.2	<5 <5	
Штормовое газоконденсатное месторождение						
						Фенолы **ПДК-1**
1	0.038 0.045	2 2	3 <2	<0.2 <0.2	**6** **20**	**27** **5**
2	0.022 **0.05**	1 3	5 **12**	<0.2 2	**5** **16**	**19** **13**

3	0.02 **0.54**	**5** **11**	4 5	2 <0.2	**5** **15**	**17** **8**
4	0.039 **0.052**	1 <1	4 <2	1 1	**2** **9**	**18** **5**
5	0.027 0.043	2 1	<2 <2	<0.2 <0.2	**5** **7**	**14** **3**
6	0.036 0.037	1 2	3 4	<0.2 <0.2	**4** **14**	**10** **9**

0.036 – содержание элемента в поверхностных водах

0.037– содержание элемента в придонных водах

Примечание. Жирным выделены концентрации элементов, превышающие значения ПДК

Содержание меди также превышено на станции №3 в районе Штормового ГКМ в поверхностной (1 ПДК) и придонной воде (2ПДК). Локальное превышение допустимого содержания данного элемента в воде можно объяснить высокой степенью поглощения как взвешенной, так и растворенной меди планктоном в летний сезон, что может обуславливать значительное содержание элемента в воде.

Концентрации свинца превышают допустимые нормы в поверхностных и придонных водах района Голицинского ГКМ на ст. №№1 (3.8/1.9 ПДК), 2 (2 ПДК), 3 (1.2 ПДК), 5 (1.5 ПДК). Обращает на себя внимание повышенное содержание свинца на фоновой станции до 1.8 ПДК.

Содержание кадмияне превышало допустимых норм на всех станциях мониторинга.

Концентрация хрома также находится выше норм ПДК на всех станциях района Штормового ГКМ и колеблется от 2-6 ПДК в поверхностном слое воды до 7-20 ПДК в придонном слое морской воды.

Содержание фенолов в районе Штормового ГКМ отличались аномально повышенными концентрациями на всех исследуемых станциях и колебались от 3-13 ПДК в придонном горизонте вод, до 10-27 ПДК в поверхностном слое воды. Помимо техногенных причин, высокие концентрации фенолов формируются за счет активного развития в фотическом слое цветущего фитопланктона, выделяющего фенолы в качестве побочных продуктов жизнедеятельности. Микробиологическая деструкция нефтяных углеводородов (техногенного и естественно-геологического происхождения) также сопровождается синтезом фенолов.

ВЫВОДЫ

1. В пробах донных отложений выявлены превышения концентраций НП до 8.7 раз и кадмия до 7,95 ПДК.

2. В водной среде отмечено незначительное превышение на отдельных станциях содержания НП до 1.36 ПДК. Также отмечено превышение концентрации меди до 7.4 ПДК, свинца – до 3.8 ПДК, хрома - до 20 ПДК, фенолов - до 27 ПДК.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванютин Н.М., Пасынков А.А. Анализ изменения экологического состояния геологической среды штормового газоконденсатного месторождения в северо-западной части акватории Черного моря //Строительство и техногенная безопасность. -2012.- № 44, С. 78-85

2. Тихоненкова Е.Г., Пасынков А.А., Иванютин Н.М Закономерности распределения загрязняющих веществ в водах сопредельных участков озера Донузлав и Черного моря/ Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 4. С. 75-84.

3. Отчет о НИР Результаты комплексного мониторинга состояния экосистемы северо-западного шельфа Черного моря в зонах производственной деятельности ГАО «Черноморнефтегаз». - О.А. Петренко, Б.Г. Троценко. Керчь, МПЦ, ЮгНИРО, 2006. 57 с.

Ivaniutin N.M., PasinkovA.A.

ECOLOGICAL ANALYSIS OF GEOLOGICAL ENVIRONMENT IN THE AREAS OF EXPLOITED GAS-CONDENSATE FIELDS ON THE NORTH-WESTERN BLACK SEA SHELF

The paper presents the results of a comprehensive marine research of the ecological state of the geological environment in the areas of exploited gas-condensate fields (GCF) on the North-Western Black sea shelf. The study included a retrospective analysis of available environmental information, conducting sea field work - hydrochemical, geological, geochemical and hydrobiological. The current ecological state of the geological environment of the Stormovoe, Arkhangelskoe and Golitsynskoe GCF has been determined. The studies revealed excess of maximum permissible concentrations of oil and cadmium in bottom sediments, petroleum products, copper, lead, chromium and phenols in surface and bottom waters of these areas.

Key words**:** monitoring, shelf, bottom sediments, pollutants, hydrochemistry.

УДК 551.465

Н.В. Козина

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва
kozina_nina@bk.ru

ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В СРЕДНЕМ И ЮЖНОМ КАСПИИ

В этой статье на основе многолетних детальных исследований поверхностных донных осадков Каспийского моря показаны основные процессы современного осадконакопления. Были проведены минералогические и геохимические анализы поверхностных донных осадков Каспийского моря. Впервые в Каспийском море для отбора проб донных осадков применен новый прибор – мультикорер, который позволяет сохранить верхний ненарушенный слой осадка (наилок).

Ключевые слова: Каспийское море, донные осадки, процессы современной седиментации, минералогия, биогенные компоненты.

Каспийское море представляет собой уникальный бессточный бассейн, крупнейшее внутриконтинентальное озеро-море, не имеющее связи с океаном, но обладающее особенностями осадконакопления, которое свойственно морским водоемам [1]. Отличительной чертой Каспийского моря является его питание, которое происходит как за счет гумидных, так и аридных, семиаридных зон. В Северный Каспий осадочный материал поступает с речным стоком (р. Волга, р. Урал, р. Эмба) из равнинной части Русской платформы. Кроме того, зимой Северный Каспий покрывается льдом, который является источником осадочного материала. Западная и южная часть Каспийского моря полностью изрезана реками, эродирующими горную часть Кавказа и Ирана и поставляющими основную часть осадочного материала. Восточная часть – это бессточная область, с четко выраженным аридным климатом, полностью покрытая пустынями. Питание этой области осуществляется за счет эоловых потоков из пустынь Казахстана и Туркменистана [1, 2, 3, 4]. Таким образом, изучение процессов современного осадконакопления в Каспийском море интересно своим разнообразием. Закономерности осадконакопления в Каспийском море с различной степенью обобщения рассматривались многими исследователями Н.М. Страховым, М.В. Кленовой, В.П. Батуриным, С.В. Бруевичем, И.А. Алексиной, Н.М. Арутюновой, А.С. Пахомовой, Т.И. Горшковой, Л.И. Лебедевым, Е.Г. Маевым, Л.С. Кулаковой, П.Н. Куприным, Ю.Н. Гурским, О.К. Бордовским, В.Н. Холодовым, Ю.П. Хрусталевым и многими другими.

В последние годы вновь начал расти большой интерес к исследованию Каспийского моря, и, возглавляемая академиком А.П. Лисицыным Лаборатория физико-геологических исследований начала разработку инновационной океанологической системы, включающей в себя комплекс новых методов и приборов для проведения четырехмерных океанологических и биохимических исследований.

Материал для исследований был получен автором с коллегами в экспедициях НИС «Рифт» и «Никифор Шуреков» в 2010, 2012 и 2013 годах. Исследования проводили в рамках проекта «Система Каспийского моря», руководитель академик А.П. Лисицын. Впервые для данного бассейна при отборе проб донных осадков использовался мультикорер, который позволяет сохранить верхний слой (наилок) ненарушенным. Пробы отбирались из керна мультикорера с дискретностью от 0.5 см в верхних горизонтах до 5 см в нижних горизонтах. Остальную часть проб донных осадков предоставил Г.Н. Батурин (пробы отобраны дночерпателем).

Современные осадки широко распространены по площади дна акватории Каспийского моря и имеют различную литологическую характеристику в разных частях моря. Глубоководные части Каспийского моря заполнены пелитовыми, слабоизвестково-пелитовыми и известковыми илами [1, 5, 6]. С уменьшением глубины и приближением к берегу происходит накопление более грубозернистых осадков. Шельфовые области Каспийского моря покрыты ракушечным материалом (мощной системой биофильтров), представленной как целыми створками раковин, так и битой ракушей Didacna, Cardium и др. Вдоль восточного побережья Южного Каспия на глубине около 50 м распространены хемогенные осадки, представленные карбонатными оолитовыми песками, сцементированными карбонатными корками и наросшими на эти корки сферолитами [4, 6].

Изучение минерального состава легкой и тяжелой подфракций крупноалевритовой фракции поверхностных донных осадков Каспийского моря показало, что основную массу крупноалевритовой фракции слагает легкая подфракция (кварц, карбонаты, полевые шпаты, слюда, обломки пород, хлорит, глауконит, гипс) и составляет более 95% [6]. Выход тяжелой подфракции в поверхностных донных осадках Каспийского моря небольшой и изменяется от первых процентов до 4–5%. Минералы тяжелой подфракции распределяются по площади Каспийского моря неравномерно: максимальные концентрации тяжелой подфракции присущи пескам, средние концентрации – крупным алевритам, а минимальные – пелитовым илам [1, 5, 6]. Основная масса тяжелой подфракции представлена рудными минералами (ильменит, магнетит, титаномагнетит, лимонит), устойчивыми минералами (гранат, циркон, сфен, рутил, турмалин), амфиболами (роговая обманка, глаукофан, актинолит, тремолит и базальтическая роговая обманка), пироксенами (агит, диопсид, гиперстен), эпидотом, метаморфическими минералами (кианит,

ставролит, силлиманит, апатит), слюдами (биотит, мусковит) и пиритом. Различия в концентрациях групп минералов по площади позволили разделить поверхность дна Каспийского моря на девять терригенно-минералогических провинций, которые подчинены различным источникам [6].

Распределение биогенных компонентов по площади дна Каспийского моря представляет большой интерес для познания процессов современной седиментации данного водоема. Карбонат кальция является одним из ведущих компонентов поверхностных донных осадков Каспийского моря. В данном водоеме активно протекает хемогенное и биогенное карбонатонакопление [1, 2, 4, 5, 6, 11]. Накоплению $CaCO_3$ благоприятствуют гидрохимические условия, развитые в этом водоеме, географическая обстановка и местоположение водосбора.

Высококарбонатные осадки в Среднем и Южном Каспии связаны с большими концентрациями раковинного материала в шельфовых областях моря, а также с хемогенной садкой кальцита в глубоководных котловинах и хемогенным образованием оолитов, плотных карбонатных корок из сцементированных оолитов и сферолитов на восточном шельфе Каспийского моря. Максимальные значения $CaCO_3$ (>90%) приурочены к шельфовым областям Каспийского моря, где зафиксирована высокая продуктивность моллюсков (рис. 1). С глубиной содержание биогенного материала уменьшается вплоть до полного исчезновения в глубоководных впадинах и минимальные концентрации $CaCO_3$ (<10%) наблюдаются в западной и центральной частях Дербентской впадины (рис. 1).

В Южном Каспии, помимо прибрежного биогенного накопления $CaCO_3$, преобладает хемогенное осаждение карбонатов, связанное с аридным климатом. Южно-Каспийская котловина представлена слабоизвестковыми и известковыми пелитовыми илами, а вдоль восточного побережья Южного Каспия на глубинах от 50 до 200–300 м протягивается мощная толща известковых отложений ($CaCO_3$ – 50-90%), представленная светло-серыми, вязкими и жирными на ощупь известковыми илами (рис. 1). Кроме того, вдоль восточного побережья Южного Каспия на глубинах около 50 м происходит активное образование оолитов, сцементированных карбонатных корок и наросших на них сферолитов, что связано с активными хемогенными процессами [1, 5, 6].

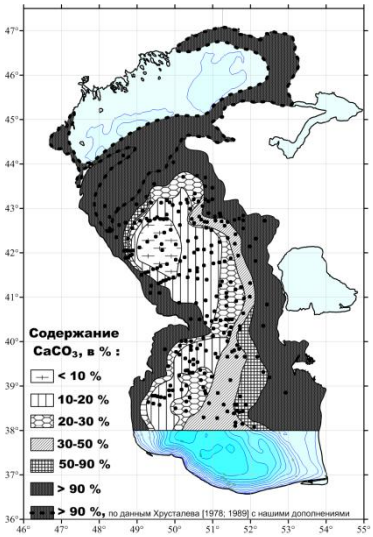


Рис 1. Распределение $CaCO_3$ в поверхностных донных осадках Каспийского моря.

Исследование донных осадков, отобранных мультикорером, показало, что содержание $CaCO_3$ значительно увеличивается от верхних горизонтов, где концентрация составляет первые проценты–20%, к нижним горизонтам – до 50% (рис. 2, 3).

Распределение $C_{орг.}$ в поверхностных донных осадках Каспийского моря обнаруживает закономерность, которая установлена для большинства внутриконтинентальных морей и выражается в зависимости его концентраций от степени дисперсности осадков [1, 2, 5, 6, 11, 12, 13]. В основном, максимальные концентрации $C_{орг.}$ тяготеют к пелитовым илам, а минимальные – к пескам и крупным алевритам.

Для поверхностных донных осадков Каспийского моря получены новые данные по распределению $C_{орг.}$ (рис. 2, 3), которые в 2-3 раза превышают значения, установленные предыдущими исследователями [1, 2, 4, 11, 12, 13]. Было исследовано 8 колонок (более 200 образцов), отобранных мультикорером на Транскаспийском разрезе (рис. 2). Впервые установлено, что в верхнем слое осадка (в интервале 0–2 см) в глубоководных частях Среднего и Южного Каспия (ст. 3907, ст. 3917, ст. 3916), зафиксированы концентрации $C_{орг.}$, составляющие от 6 до 8%. После верхних 2–х см вниз по разрезу количество органического углерода резко уменьшается до 4% и менее. Полученные в 2–3 раза повышенные концентрации $C_{орг.}$ связаны с наличием сероводорода в глубоководных впадинах Среднего и Южного Каспия и отсутствием кислорода в этих зонах, что было подтверждено в комплексных исследованиях 2012 г. [7, 8, 9, 10]. В связи с отсутствием кислорода, органическое вещество не способно быстро разлагаться, вследствие чего, происходит «консервирование» $C_{орг.}$

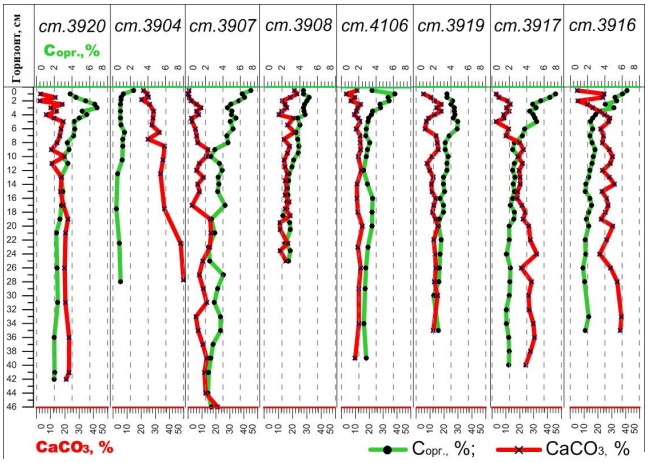


Рис. 2. Распределение $C_{орг.}$ и $CaCO_3$ в поверхностных донных осадках, отобранных мультикорером.

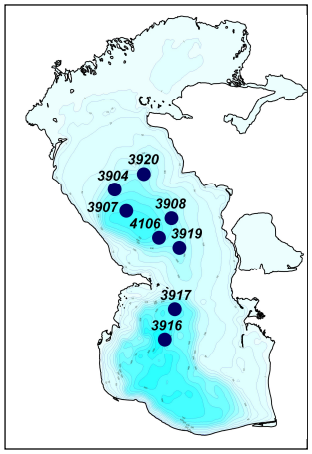


Рис. 3. Карта станций отбора проб мультикорером.

Аморфный кремнезем является неотъемлемым компонентом в биогенной триаде и его содержание в поверхностных донных осадках Каспия колеблется от первых процентов до 12–13%. Максимальные концентрации аморфного кремнезема приурочены к глубоководным частям Среднего Каспия и к восточной части Среднего Каспия (около м. Песчаный) на глубинах от 100 до 400 м. Основным продуцентом аморфного кремнезема является фитопланктон, в основном диатомовые водоросли, которые широко развиты в данной области Каспийского моря [1, 5, 6].

Полученные данные по распределению $CaCO_3$, $C_{орг.}$ и $SiO_{2ам.}$ показывают интенсивную аккумуляцию биогенной триады в бассейне Каспийского моря. В распределении биогенных компонентов в донных осадках, также как и в формировании литологического, гранулометрического и минералогического состава донных осадков, проявляется климатическая зональность, влияние тектоники и морфологии дна Каспийского моря, а также активный гидродинамический режим.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 16-35-60028; 14-05-00769; 14-05-00875.

Автор признательна академику А.П. Лисицыну за поддержку, экипажу НИС «Рифт» и «Никифор Шуреков», А.К. Амбросимову, А.А. Клювиткину, М.Д. Кравчишиной и Н.В. Политовой за помощь в экспедициях, Л.В. Деминой и Е.О. Золотых за аналитические исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Хрусталев Ю.П.* Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 261 с.

2. *Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М. и др.* Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд–во АН СССР, 1954. 791 с.

3. *Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Дара О.М. и др.* Минеральный состав осадочного материала в Каспийском море // Океанология. 2016.

4. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука. 1989. 184 с.

5. *Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К. и др.* Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 118 с.

6. *Козина Н.В.* Минеральный состав донных отложений и особенности современного осадконакопления в Каспийском море: автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. – Москва: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2015. – 245 с.

7. *Амбросимов А.К., Клювиткин А.А., Артамонова К.В. и др.* Комплексные исследования системы Каспийского моря в 41-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2014. Т. 54. № 5. С. 715-720.

8. *Амбросимов А.К., Клювиткин А.А., Гольдин Ю.А. и др.* Комплексные исследования системы Каспийского моря в 39-м рейсе научно-исследовательского судна «Рифт» // Океанология. 2014. Т. 54. № 3. С. 428-432.

9. *Клювиткин А.А., Амбросимов А.К., Кравчишина М.Д. и др.* Комплексные исследования системы Каспийского моря во 2-м рейсе научно-исследовательского судна «Никифор Шуреков» // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 344-347.

10. *Иванов М.В., Саввичев А.С., Клювиткин А.А. и др.* Возобновление сероводородного заражения водной толщи глубоководных впадин Каспийского моря // Докл. РАН. 2013. Т. 453. № 1. С. 76.

11. *Горшкова Т.И.* Карбонаты и органическое вещество в осадках Среднего и Южного Каспия // Тр. ВНИРО. 1959. Т. 38. С. 71-77.

12. *Бордовский О.К.* Органическое вещество современных осадков Каспийского моря // Океанология. 1969. Т. 9. Вып. 6. С. 996-1006.

13. *Пахомова А.С.* Органическое вещество в донных осадках Каспийского моря // Тр. ГОИН. 1961. Вып. 69. С. 58-85.

Kozina N.V.

THE PROCESSES OF RESENT SEDIMENTOGENESIS IN THE MIDDLE AND THE SOUTHERN CASPIAN

In this article shows the basic processes recent sedimentation which based on the long-term investigations bottom sediments of the Caspian Sea. Mineralogical and geochemical analyzez were conducted of the surface bottom sediments of the Caspian Sea. For the first time in the Caspian Sea for drawing of samples of sediment used a new device - multikorer, which allows to keep the higher slice of sediment intact (fluffy).

УДК 551.482.213+528.8.04

Д.В. Кондрик[1, 2], Д. В. Поздняков[2, 3], Л.Х. Петтерссон[3]

[1]Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ), г. С.-Петербург
[2]Научный фонд «Международный центр по дистанционному зондированию окружающей среды им. Нансена, г. С.-Петербург
[3]Центр по окружающей среде и центр по дистанционному зондированию окружающей среды им. Нансена, г. Берген, Норвегия
dmitry.kondrik@niersc.spb.ru

ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ В ВЫЯВЛЕННЫХ ВРЕМЕННЫХ РЯДАХ ДИНАМИКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ЦВЕТЕНИЙ *E. huxleyi* В БАРЕНЦЕВОМ И БЕРИНГОВОМ МОРЯХ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ ЗА ПЕРИОД 1998-2013 гг.

Разработана методология оконтуривания цветений *E. huxleyi* для получения многолетних рядов изменчивости частотности цветений этого кокколитофора и площадей их ареалов в Баренцевом и Беринговом морях по данным спутниковых датчиков цвета океана. Оценены многолетние тенденции в сроках начала и продолжительности этих цветений.

По полученным оценкам, площади цветения (S) в Баренцевом море в некоторые годы достигали значений $3 \cdot 10^5$ км^2. В Беринговом море максимальные значения S составляли $2.5 \cdot 10^5$ км^2.

Анализ полученных временных рядов выявил существенные различия в повторяемости обширных (превышающих $5 \cdot 10^4$ км^2) цветений *E. huxleyi* в Баренцевом и Беринговом морях. В Баренцевом море обширные цветения происходят ежегодно, в то время как в Беринговом море такие цветения имели место в период с 1997/1998 по 2001 г.г. В последующий период с 2002-2013 г.г. площадь ни одного из цветений в Беринговом не достигала значения в $5 \cdot 10^4$ км^2, а в некоторые годы цветения не обнаруживались вовсе. Такие существенные различия в структуре временных рядов цветений *E. huxleyi* в Баренцевом и Беринговом морях свидетельствуют о принципиально отличающихся механизмах инициирования и развития этого вида микроводорослей в этих акваториях. В случае Баренцева моря на характер исследованных временных рядов, несомненно, значительное влияние оказывает теплое течение Гольфстрим, а также Северо-Атлантическая Осцилляция (NAO), в то время как природа выявленной временной неоднородности возникновения цветений *E. huxleyi* в Беринговом море требует специального исследования. Можно, однако, предположить, что колебания Тихоокеанской Декадной Осцилляции (PDO) и вариации интенсивности и траекторий разветвлений течения Куросио являются определяющими в этом отношении факторами.

Ключевые слова: Баренцево и Берингово моря, цветения *E. huxleyi*, динамика площадей цветения, многолетние ряды, закономерности.

Новейшие исследования динамики возникновения обширных цветений кокколитофоров, в частности *E. huxleyi* в северной Атлантике, достоверно

выявили, что вспышки цветений этого вида фитопланктона с 1965 по 2010 гг. возросли (в зависимости от конкретных акваторий) от ~ 2 до 20% [1]. При этом делается предположение, что этот факт является отражением обще глобальной тенденции.

Выяснение справедливости такого предположения имеет весьма важное значение, поскольку кокколитофоры, и прежде всего *Emiliania huxleyi*, участвует (наряду с фораминиферами, птероподами и планктонной группой *Gephyrocapsa oceanica*) в продуцировании в Мировом Океане взвешенный неорганический углерод в виде углекислого кальция $CaCO_3$ (кальцита) [2]. При этом годовая продукция кальцита в виде взвешенного неорганического углерода находится в диапазоне 0.8 -1.4 Гт, т.е. идет речь о количествах действительно планетарного масштаба.

Между тем, соотношение $CaCO_3$ в диссоциированной фазе и фазе взвешенного вещества в Мировом океане приобретает исключительно важное значение в отношении изменения абсорбционной способности Мирового океана атмосферного углекислого газа (парникового газа и, следовательно, климато-формирующего фактора). Помимо этого, этот фактор оказывается важным в динамике процессов закисления морских акваторий и нарушения таких гидробиологических процессов как доступность биогенов, скорости внутриклеточного метаболизма и первичного продуцирования, инициирование сдвигов в составе фитопланктонных сообществ [3].

Настоящее исследование ставит своей целью на количественном уровне исследовать с помощью дистанционных/спутниковых наблюдательных средств структуру временных рядов вспышек *E. huxleyi* в двух долготно- и широтно-разнесенных акваториях, расположенных в достаточно контрастных по отношению к друг другу условиях внешних (атмосферных) и внутриводных (гидрологических) воздействий, формирующихся в Северном Ледовитом и Тихом океанах.

В качестве исходных данных были выбраны продукты OC CCI (ESA, http://www.esa-oceancolour-cci.org/), как покрывающие длительный временной интервал 1998-2013, который в перспективе будет продолжен с введением в операционный режим работы Sentinel-3. Продукт OC CCI содержит данные о цвете океана с пространственным и временным разрешением 4 км и 8 дней, которые и были использованы после тщательной экспериментальной проверки их адекватности для целей данного исследования.

Спутниковые изображения были перепроецированы в равновеликую полярную проекцию (проекция НАСА «Ease-Grid 2.0), имеющую в своей основе систему координат WGS-84 [4].

Для визуального анализа использовались RGB изображения, сформированные из сигналов в каналах 670, 555, и 443 нм. Была также произведена корректировка автоматического маскирования облачности на

изображениях SeaWiFS 1998-2001 гг. Помимо этого была применена разработанная нами процедура заполнения пропусков в данных, маскированных «разорванной» облачностью.

Для более точного оконтуривания областей цветения *E. huxleyi*, был применен алгоритм маскирования на основе статистически хорошо обеспеченного выбора диапазонов спектральных значений и формы спектра коэффициента отражения для дистанционного зондирования, R_{rs} (λ), которые с достоверностью могут быть аттрибутированы *E. huxleyi*.

На рис. 1 представлена временная динамика моментов возникновения цветений *E. huxleyi* и площадей их ареалов в Баренцевом и Беринговом морях за период спутниковых наблюдений 1998 – 2013 гг.

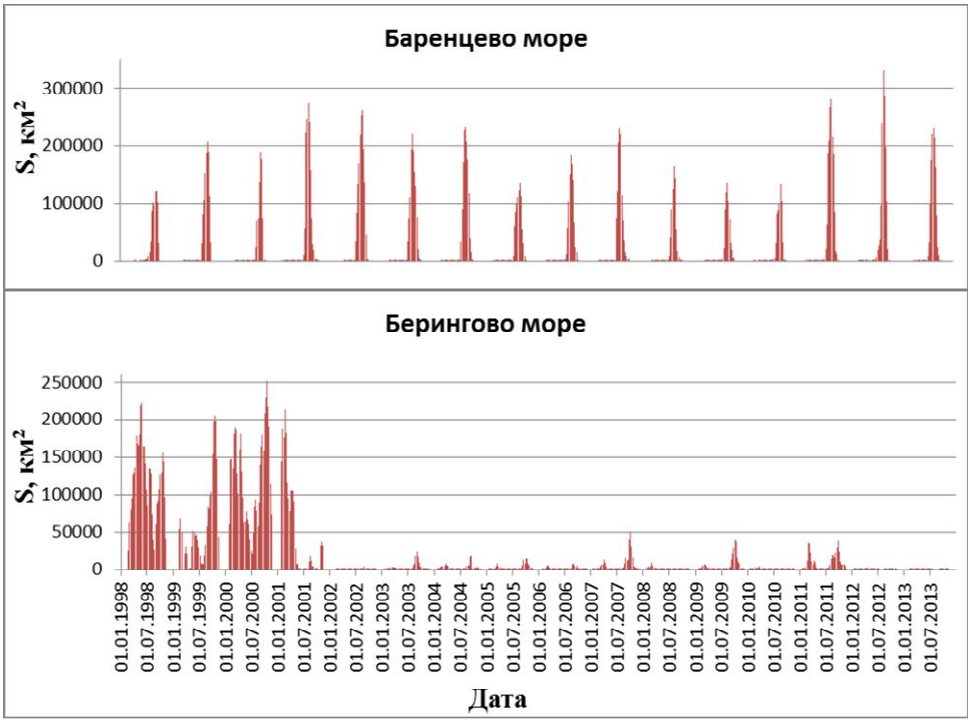


Рис.1. Временная динамика моментов возникновения цветений *E. huxleyi* и площадей их ареалов в Баренцевом и Беринговом морях за период 1998- 2013.

Рис. 1 свидетельствует, что обширные (площадью более $5 \cdot 10^4$ км^2) цветения в Баренцевом море происходили за период наблюдений ежегодно. Максимальные площади цветений (S) достигали или были близки к 200-250 тыс. км^2. Создается впечатление, что годы с такими пиковыми значениями S (2001-2012 гг. в Баренцевом море) как бы “маркируют” некую периодичность в этом модуляционном процессе. По средне-многолетним значениям S в Баренцево море ежегодно превышают 100 тыс. км^2, а из шестнадцати лет наблюдений десять раз превышали отметку в 200 тыс. км^2.

Рис. 2 показывает, что случаи наиболее раннего моноцветения *E. huxleyi* отмечаются в Баренцевом море в начале августа. При этом в Баренцевом море в конкретные годы даты начала цветения могут смещаться на более поздние сроки вплоть до начала сентября. Существенно подчеркнуть, однако, что цветение *E. huxleyi* в Баренцевом море происходит лишь *однократно* и исключительно в теплый период времени. При этом непосредственная локализация зон цветения по акватории моря может смещаться от года к году и, как отмечалось выше, существенно менять свою протяженность.

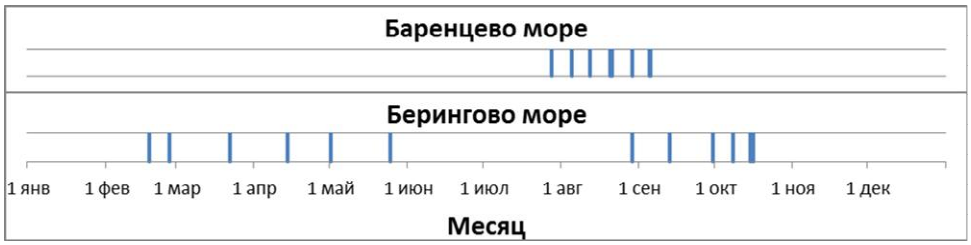


Рис. 2. Схематическое представление внутригодовой изменчивости моментов возникновения зон цветения *E. huxleyi* в Баренцевом и Беринговом морях за период 1998-2013 гг.

Сравнение временных рядов цветения *E. huxleyi* в бассейне Баренцева моря с Беринговым морем (рис. 1) с очевидностью свидетельствует об их существенных различиях. В Беринговом море был период с 1998 по ~2001 гг. (а по данным [5], с 1997 г.), отмеченный высокой активностью цветений *E. huxleyi,* который затем резко сменился (более, чем на десятилетие) падением как числа самих случаев возникновения этого явления, так и *площадей* ареалов цветения. Не менее знаменателен и тот факт, что по данным CZCS (Coastal Zone Colour Sensor) и AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), в период с 1978 по 1995 (т. е. без малого два десятилетия), по-видимому, также существовал период практически полного отсутствия уверенно определяемых цветений *E. huxleyi* в Беринговом море, и лишь в 1996 году было зарегистрировано небольшое цветение этой водоросли, которое оказалось предшественником обширнейшего цветения 1997 г. [5]). Хотя к этим данным и следует относиться с осторожностью: не говоря даже о применявшейся отличной от нашей методологии идентификации и оконтуривания цветений *E. huxleyi*, датчики CZCS и AVHRR обладали существенно меньшей энергетической чувствительностью по сравнению с датчиками, данные с которых вошли в продукт CO CCI, тем не менее, не учитывать их тоже нет серьезных оснований.

Таким образом, по-видимому, можно достаточно обоснованно говорить о весьма специфическом характере временных вариаций цветений *E. huxleyi* в Беринговом море в современную эпоху: два весьма продолжительных

периода весьма низкой активности развития этого кокколитофора разделены примерно трехлетним периодом «вспышки» мощных цветений. При этом следует отметить, что площади наиболее обширных цветений, как в Баренцевом, так и Беринговом морях достаточно близки друг к другу, что, в частности, подтверждается и другими исследователями [6, 7].

Столь разительные отличия в структуре временных цветений *E. huxleyi* установленных нами в исследовавшихся двух морских акваториях, находящихся в Северном Ледовитом и Тихом океанах должны свидетельствовать о принципиальных различиях факторов, их определяющих.

Резкая смена режима межгодовой изменчивости цветений *E. huxleyi* может указывать на произошедшие в акватории Тихого океана в начале 21 века весьма серьезные изменения в ансамбле факторов/механизмов, обусловливающих возникновение и пространственную протяженность исследуемого явления. Можно предположить в число таких факторов входят вариации Тихоокеанской Декадной Осцилляции (PDO) и вариации интенсивности и траекторий разветвлений течения Куросио. В то время как на структуру временных рядов, установленную для Баренцева моря, значительное влияние, несомненно, оказывает теплое течение Гольфстрим, а также Северо-Атлантическая Осцилляция (NAO) [7].

Очевидно, что действительные механизмы, формирующие/регулирующие временную динамику цветений кокколитофора *E. huxleyi* в конкретных акваториях требует специального исследования, что выходит за рамки этой работы на данном этапе ее осуществления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rivero-Calle S., Gnanadesikan A., Del Castillo C.E., Balch W., Guikema S.D.* Multidecadal increase in North Atlantic coccolithophores and the potential role of rising CO2. *Science express Preports*. 10.1126/science.aaa8026. 2015

2. *Milliman J.* Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state. *Global Biogeochemical. Cy*cles., **7**: 927–957. 1993

3. Bates N.R. Mathis J.T. The Arctic Ocean marine carbon cycle: Evaluation of air-sea CO2 exchanges, ocean acidification impacts and potential feedbacks. *Biogeoscience.* **6**: 2433–*2459.* 2009

4. *Brodzik M.J., Billingsley B., Haran T., Raup B., Savoie M. H.* Correction: Brodzik, M. J. et al. 2014. EASE-Grid 2.0: Incremental but Significant Improvements for Earth-Gridded Data Sets. ISPRS International. Journal of GeoInformation. **3**(3): 1154-1156, doi:10.3390/ijgi3031154. http://www.mdpi.com/2220-9964/3/3/1154/

5. *Merico A., Tyrrell T., Brown C.W., Groom S.B., Miller P.I.* Analysis of satellite imagery for *Emiliania huxleyi* blooms in the Bering Sea before 1997.*Geophysical Research Letters*. *30*(6): 1337. 2003. doi:10.1029/2002gl016648

6. *Iida T., Saitoh S.I., Miyamura T., Toratani M., Fukushima H., Shiga N.* 2002. Temporal and spatial variability of coccolithophore blooms in the eastern Bering Sea, 1998-2001. *Progress in Oceanography*. **55**: 165–175

7. *Петренко Д.А., Заболотских Е.В., Поздняков Д.В., Кунийон Ф., Карлин Л.Н.* Межгодовые вариации и тренд продукции неорганического углерода кокколитофорного происхождения в Арктике за период 2002–2010 гг. по спутниковым данным. *Исследование Земли из космоса*. **2**: 19–27. 2013. doi: 10.7868/S0205961413020085

D. Kondrik[1,2], D. Pozdnyakov[2,3], L. Pettersson[3]

[1] *Arctic and Antarctic research institute (AARI), St. Petersburg*
[2] *Nansen international environmental and remote sensing centre, St. Petersburg*
[3] *Nansen environmental and remote sensing centre, Bergen, Norway*
dmitry.kondrik@niersc.spb.ru

BASIC DIFFERENCE IN TIME SERIES OF E. huxleyi BLOOM DYNAMICS IN THE BARENTS AND BERING SEAS AS ESTABLISHED FROM SATELLITE DATA OVER THE TIME PERIOD 1998-2013

A methodology of *E. huxleyi* bloom area delineation is developed to the effect of establishment of multi-year time series of variations in occurrence and bloom extent of this coccolithophore in the Barents and Bering Seas. The methodology is based on satellite ocean colour data. Revealed are multi-year tendencies in the time of onset and duration of such blooms. The numerical assessments of the bloom area (S) in the Barents Sea indicate that in some years the values of S were as high as $3 \cdot 10^5$ km^2. In the Bering Sea, the highest values of S were $2.5 \cdot 10^5$ km^2. Analyses of the established time series revealed very substantial differences in the pattern of occurrence of vast (i.e. S $\geq 5 \cdot 10^4$ km^2) blooms in the Barents and Bering Seas. Thus, in the Barents Sea blooms of such extent occur annually, whereas in the Bering Sea they took place exclusively during the period 1997/1998-2001. Further on through 2002-2013, the areal extent of *E. huxleyi* blooms in the Bering Sea never reached the value of $5 \cdot 10^4$ km^2. Moreover, in some years the blooms did not occur there at all. Such significant differences in the time series patters inherent in these two seas are indicative of some fundamental different mechanisms of bloom initiation and growth. In the case of the Barents Sea the pattern of time series is certainly conditioned by Gulf Stream warm waters as well as by the North Atlantic Oscillation (NAO). Contrarily, the nature of the revealed temporal inhomogeneity of *E. huxleyi* blooms in the Bering Sea remains unclear and requires a dedicated study. However, it is possible to suppose that variations in the Pacific Decadal Oscillation and trajectories of ramifications of the Kuroshio Current might be there the decisive factors.

Keywords: Barents and Bering Seas, *E. huxleyi* blooms, bloom area dynamics, multi-year time series, established regularities/salient features.

УДК 51.37

В.С. Кочергин, С.В.Кочергин

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
vskocher@gmail.com

ПОСТРОЕНИЕ ФУНКЦИЙ ВЛИЯНИЯ НАЧАЛЬНОГО ПОЛЯ ЗАГРЯЗНЕНИЙ ДЛЯРАЙОНОВ АЗОВСКОГО МОРЯ

Рассматривается модель переноса пассивной примеси в Азовском море. На основе метода сопряженных уравнений построены функции влияния начальных данных на среднюю концентрацию примеси в различных районах Азовского моря.

Ключевые слова: сопряженные уравнения, функции влияния, Азовское море.

Метод сопряженных уравнений, предложенный Г.И.Марчуком для решения задач экологической направленности [1], позволяет оценить среднюю или суммарную концентрацию в заданном районе по начальным данным и решению сопряженной задачи специального вида. Сопряженная задача строится для каждого конкретного случая в зависимости от выбора функционала, подлежащего контролю [3 – 5]. При этом, решение соответствующей сопряженной задачи фактически является функцией влияния начальных данных на значения выбранного функционала [1]. Слежение за уровнем концентрации загрязняющих веществ в Азовском море является актуальной задачей в связи с возрастающей антропогенной нагрузкой на экологию региона. Разработка и исследование методик, позволяющих определять возможные источники загрязнений важны при принятии решений.

Результаты численных экспериментов. Численные эксперименты проводились с моделью [2] для акватории Азовского моря. Были получены поля течений и коэффициенты турбулентной диффузии при различном ветровом воздействии, которые использовались в качестве входной информации при интегрировании модели переноса пассивной примеси. В результате интегрирования сопряженной модели переноса были построены функции влияния начальных данных на суммарную концентрацию $\overline{C}$ в области Ω прилегающей к Керченскому проливу (рисунок 1) и расположенной в районе интенсивного судоходства. В результате при северном ветре на суммарную концентрацию $\overline{C}$ в Ω в основном оказывают влияние область Керченского пролива и порта Темрюк. Известно, что в данном районе преобладают северо-восточные ветра. При таком ветровом воздействии основное влияние на $\overline{C}$ в Ω оказывает акватория порта Темрюк (рисунок 2).

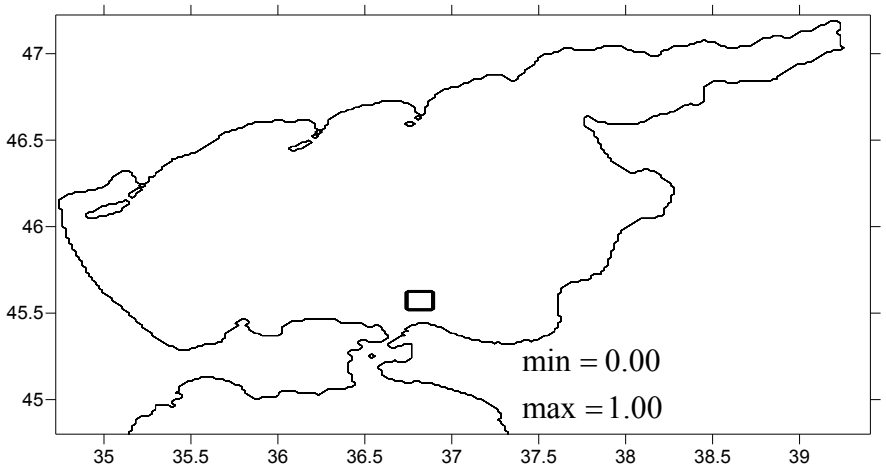


Рис. 1. Область Ω в районе Керченского пролива

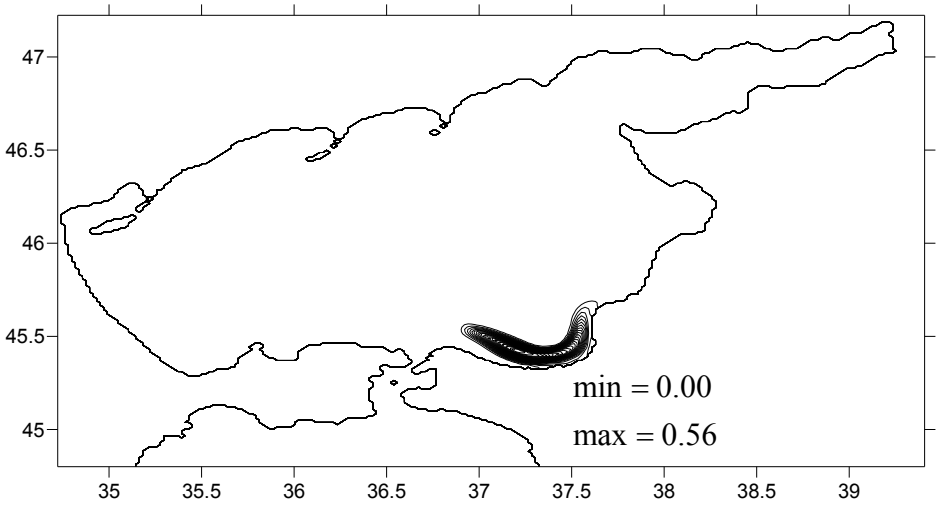


Рис. 2. Функция влияния при северо-восточном ветре

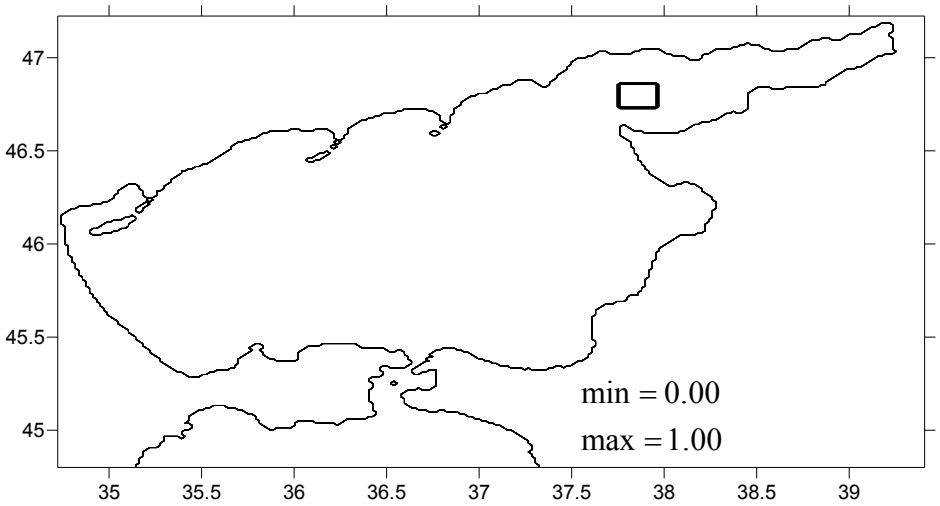


Рис. 3. Область Ω в районе Таганрогского залива

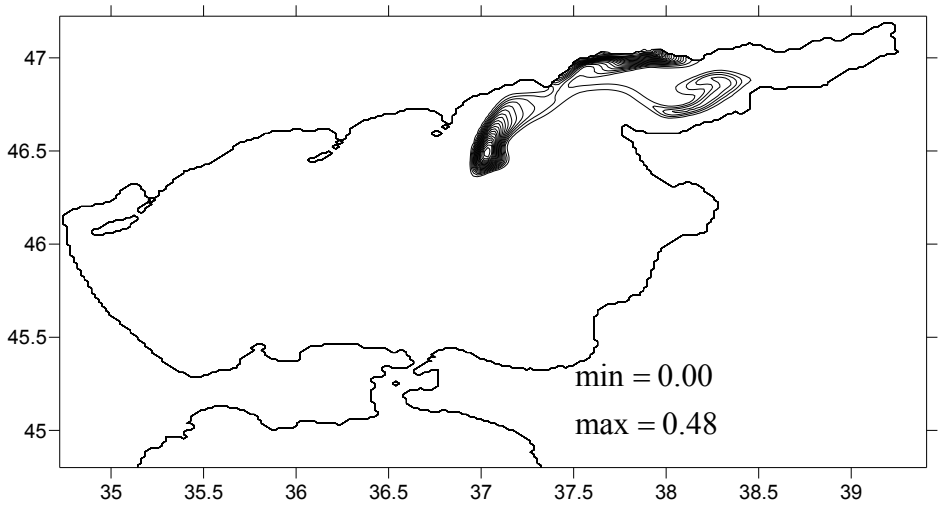


Рис. 4. Функция влияния при северо-восточном ветре

При восточных и юго-восточных ветрах основное влияние на $\overline{C}$ в Ω оказывает область прохождения судов мористее Керченского пролива. При южном ветре суммарная концентрация в указанной области фактически определяется областью прохождения судов, а при юго-западных ветрах начинают оказывать основное влияние сам Керченский пролив с портом Керчь и Азовское побережье Керченского полуострова, которое наряду с Казантипским заливом влияют на $\overline{C}$ в Ω при западном ветровом воздействии. При северо-западных ветрах на $\overline{C}$ в Ω существенное влияние оказывает область примыкающая к выходу из Керченского пролива в Азовском море.

Другой численный эксперимент был посвящен построению функций влияния начальных данных на суммарную концентрацию в области расположенной при входе в Таганрогский залив (рисунок 3). Численные эксперименты показали, что при северном ветровом воздействии на $\overline{C}$ в Ω в основном оказывает влияние центральная часть Таганрогского залива , а также порты Бердянск, Мариуполь и Ейск. При воздействии преобладающего северо-восточного ветра основное влияние оказывают порты Бердянск, Мариуполь, Ейск и центральная часть Таганрогского залива (рисунок 4). Восточное ветровое воздействие приводит к тому, что на $\overline{C}$ в Ω в большей степени оказывают влияние порт Ейск, а при юго-восточном ветре порт Ейск и область восточного побережья Азовского моря примыкающая к Бейсугскому заливу. Южные и юго-западные ветра характеризуются тем, что на $\overline{C}$ в Ω основное влияние оказывают восточное побережье Азовского моря и центральная часть Таганрогского залива. При западном и северо-западном ветровом воздействии основное влияниена $\overline{C}$ оказывают акватории портов Мариуполь и Ейск, а также центральная часть Таганрогского залива.

Таким образом на основе решения сопряженных задач и построения функций влияния появляется возможность оценки возможных источников загрязнений на интересующий район. Такая информацияможе оказаться полезной при принятии решенийс целью оптимизации антропогенной нагрузки на экосистему Азово-Черноморского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Марчук Г.И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. – М. Наука, 1982. – 320с.

2. *Иванов В.А., Фомин В.В.* Математическое моделирование динамических процессов в зоне моря-суша. – Севастополь: ЭКОСИ–гидрофизика, 2008. – 363с.

3. *Кочергин В.С.,* Построение функций влияния для различных районов Черного моря // В Сб.: «Системы контроля окружающей среды», МГИ НАНУ, Севастополь 2008.– С. 275 – 277.

4. *Кочергин В.С.,* Использование функций влияния при решении экологических задач // В Сб.: «Системы контроля окружающей среды», МГИ НАНУ, Севастополь 2009.– С. 205 – 208.

5. *Демышев С.Г., Кочергин С.В., Кочергин В.С.* Построение функций влияния в модели переноса пассивной примеси // «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа», МГИ НАНУ, Севастополь 2009, – Вып. 19.– С. 228 – 233.

УДК 504.064.36

Д.А. Кременчуцкий, Г.Ф. Батраков

ФГБУН Морской гидрофизический институт РАН,
ул. Капитанская 2, Севастополь, 299011, Россия

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОСТУПЛЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ-7(^{7}Be) НА ПОДСТИЛАЮЩУЮ ПОВЕРХНОСТЬ В СЕВАСТОПОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

В работе представлены результаты мониторинга концентрации ^{7}Be в приземной атмосфере и в атмосферных выпадениях, проводимого в Севастопольском регионе за период с 2011 по 2015 гг. Исследована внутригодовая изменчивость измеряемых параметров за период наблюдений. Также, в работе обсуждаются вопросы, связанные с прогнозированием поступления ^{7}Be из атмосферы на подстилающую поверхность. Для осадков с различным характером выпадения исследована зависимость между коэффициентом вымывания ^{7}Be и их количеством, и интенсивностью.

Ключевые слова: бериллий-7 (^{7}Be), Севастопольский регион, приземная атмосфера, ливневые осадки, обложные осадки, коэффициент вымывания.

Бериллий-7(^{7}Be) – это радионуклид космогенного происхождения с периодом полураспада 53.3 суток. Он образуется в атмосфере в результате взаимодействия первичного и вторичного космического излучения с атомами кислорода и азота. Из атмосферы на подстилающую поверхность он выводится с сухими и влажными атмосферными выпадениями. В большинстве регионов Земли, относительный вклад сухих выпадений в суммарную годовую величину потока радионуклида не превышает 15% [1]. Исключением являются регионы, в которых осадки в течении года практически отсутствуют или отсутствуют вовсе. Таким образом, поток радионуклида с влажными атмосферными выпадениями является его основным источником поступления на Земную поверхность и, в частности, в морскую среду.

Бериллий-7 широко используется в качестве трассера при валидации моделей глобальной циркуляции атмосферы [2], при исследовании процессов субдукции и истории перемешивания слоев водных масс [3], для оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии [1], для оценки скорости выведения тяжелых металлов и взвешенного вещества из водной толщи [1] и т.д. Данные о пространственно-временной изменчивости величины потока ^{7}Be на морскую поверхность необходимы при задании граничных условий в транспортных моделях.

Измерения содержания радионуклида в приземной атмосфере и атмосферных выпадениях проводятся на более чем сотни станций,

расположенных в различных регионах Земли. Большая часть этих станций функционирует в рамках программы по глобальному мониторингу, проводимому Организацией по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (СТВТО, Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization). В Черноморском регионе ряды наблюдений ограничены результатами проводимого нами мониторинга.

Факторы, управляющие временной изменчивостью поступления ^{7}Be на подстилающую поверхность хорошо известны и описаны в работе [1]: тип, количество и частота выпадения осадков, а также концентрация радионуклида в атмосфере. В тоже время, функциональные зависимости между величиной потока ^{7}Be на подстилающую поверхность и рядом этих факторов требуют проверки и уточнений, либо вовсе не были получены.

В работе [4], нами была представлена функциональная зависимость коэффициента вымывания от количества и частоты выпадающих осадков, с учетом содержания ^{7}Be в атмосфере. Результаты проведенной валидации этой параметризации показали, что она позволяет корректно воспроизводить динамику поступления радионуклида на подстилающую поверхность, а для ~83% данных натурных наблюдений, величина отклонения рассчитанных величин от измеренных не превышала величину доверительного интервала, обусловленного погрешностью определения констант в уравнении и погрешностью измерения активности проб. В тоже время, нам не удалось выявить причину, по которой часть данных наблюдений не описывались этой параметризацией. Для этих точек величина отклонения рассчитанных величин от измеренных изменялась в интервале от 1.6 до 2.5. Было сделано предположение, что причина в различии характера выпадения этих осадков (ливневые и обложные).

Целью этой работы являлось выявление особенностей поступления ^{7}Be в Севастопольском регионе для осадков с различным характером выпадения и получение зависимости между коэффициентом вымывания ^{7}Be, количеством и интенсивностью осадков.

Материалы и методы. Мониторинг содержания ^{7}Be в приземной атмосфере и в атмосферных выпадениях Севастопольского региона проводится, начиная с июля 2011 года. Пробы атмосферных аэрозолей и влажных атмосферных выпадений отбираются раз в сутки. Пробы суммарных атмосферных выпадений отбираются 1-2 раза в месяц. Пробоотборники расположены на крыше здания ФГБУН МГИ. Измерения активности ^{7}Be в пробах проводятся на низкофоновом гамма-спектрометре с сцинтилляционным детектором NaI(Tl). Величина погрешности измерений не превышала 20%. За период с 2011 по 2015 гг. было отобрано и обработано 68 проб суммарных атмосферных выпадений, 190 проб влажных атмосферных выпадений и 1030 проб атмосферных аэрозолей.

До 2015 года определение интенсивности выпадающих осадков не проводилось. Начиная с 2015 года измерения количества и интенсивности выпадающих осадков проводится с помощью автоматической метеостанции фирмы Davis модель vantage pro2, расположенной на крыше здания института.

Результаты и обсуждения. За период наблюдений концентрация ^{7}Be в приземной атмосфере варьировалась в интервале от 0.3 до 12.9 мБк/м^3, средняя величина 4.6 ± 0.5 мБк/м^3. Максимум концентрации наблюдается в весенне-летний период, минимум концентрации в зимний.

Концентрация ^{7}Be в осадках варьировалась в интервале от 0.2 до 15 Бк/л, средняя величина 2.3 ± 0.5 Бк/л. Максимальные величины потока наблюдались в зимний период, минимальные – в летний. Максимальные величины концентрации радионуклида в осадках наблюдались в весенний период, минимальные – в осенний. Относительный вклад сухих выпадений от месяца к месяцу изменялся в интервале от 5% до 100%, средняя величина относительного вклада сухих выпадений в суммарную за год величину потока ^{7}Be не превышала 15%. Полученные результаты хорошо согласуются с данными наблюдений, полученными на ряде станций в средних широтах Северного полушария [5, 6].

Используя результаты мониторинга были выполнены оценки коэффициента вымывания ^{7}Be по формуле:

$$\lambda = \frac{C_{\mathrm{Pr}} \cdot R}{\mathrm{Pr} \cdot C_a}, \qquad (1)$$

где: λ – коэффициент вымывания ^{7}Be, час $^{-1}$; C_{Pr} – концентрация ^{7}Be в осадках, Бк·м$^{-3}$; R – интенсивность осадков, м·час$^{-1}$; Pr – количество выпавших осадков, м; C_a – концентрация ^{7}Be в атмосфере, Бк·м$^{-3}$.

По результатам расчетов, для осадков обложного характера выпадения, была получена зависимость коэффициента вымывания от их количества (рис. 1). Согласно представленным результатам, при эквивалентном объеме влажных атмосферных выпадений, ливневые осадки характеризуются пониженной (~2 раза) величиной коэффициента вымывания.

Поток вещества на подстилающую поверхность с дождевыми осадками можно оценить по формуле:

$$P = \lambda \cdot C_a \cdot \mathrm{Pr}, \qquad (2)$$

где: P – поток в Бк·м$^{-2}$·сутки$^{-1}$.

Из формулы (2) следует, что величина потока с ливневыми осадками при прочих равных условиях меньше ~2 раза.

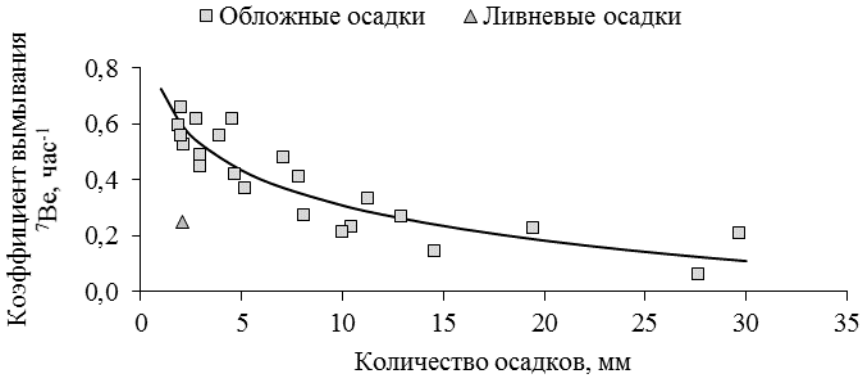


Рис. 1. Зависимость коэффициента вымывания от количества выпадающих осадков

Получена зависимость коэффициента вымывания ^{7}Be от интенсивности выпадающих осадков (рис. 2). Было показано, что увеличение интенсивности выпадения осадков приводит к уменьшению коэффициента вымывания. Для осадков обложного характера выпадения было показано наличие линейной зависимости между их количеством и интенсивностью (рис. 3).

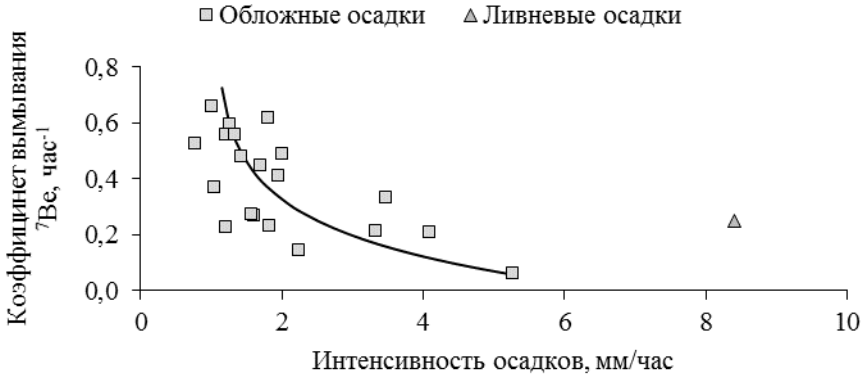


Рис. 2. Зависимость коэффициента вымывания от интенсивности выпадающих осадков

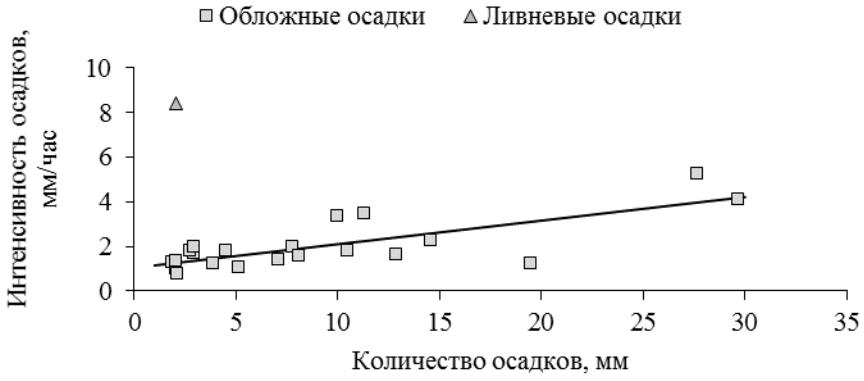


Рис. 3. Зависимость интенсивности выпадающих осадков от их количества

Заключение. Представлены результаты мониторинга концентрации ^{7}Be в приземной атмосфере и в атмосферных выпадениях. Для осадков с обложным характером выпадения исследована зависимость между коэффициентом вымывания ^{7}Be и их количеством, и интенсивностью. Показано, что для осадков с равным объемом, но с различным характером выпадения величина коэффициента вымывания может отличаться в два раза. Установлено, что причина, по которой часть (~17%) данных наблюдений не описывалась предложенной ранее параметризацией, связана с различиями в характере выпадения осадков.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 16-05-00206, 14-45-01539.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Series: Advances in Isotope Geochemistry. Baskaran, Mark (Ed.). – Springer. 2011. – 951 pp.

2. Brost R.A., Feichter J., Heimann M.Three-dimensional simulation of ^{7}Be in a global climate model. Journal of Geophysical Research. – 1991. – 96 (D12) .– 22423-22445.

3. Kadko D. and Olson D. Beryllium-7 as a tracer of surface water subduction and mixed-layer history // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 1996. – Vol. 43. – No 2. – P. 89-116.

4. Кременчуцкий Д.А., Коновалов С.К., Батраков Г.Ф., Станичный С.В. Пространственно-временная изменчивость поступления бериллия-7 (^{7}Be) на поверхность Черного моря // Материалы научной конференции с международным участием «Современные проблемы гидрохимии и мониторинга качества поверхностных вод». Часть 2. Ростов-на-Дону, 8-10 сентября 2015 г. – Ростов-на-Дону, 2015.– С. 247-251.

5. Lozano R.L., San Miguel E.G., Bolívar J.P. and Baskaran M. Depositional fluxes and concentrations of ^{7}Be and ^{210}Pb in bulk precipitation and aerosols at the interface of Atlantic and Mediterranean coasts in Spain // J. Geophys. Res. – 2011. – Vol. 116. – D18213.

6. Feely H.W., Larsen R.J. and Sanderson C.G. Factors that cause seasonal variations in beryllium-7 concentrations in surface air // Journal of Environmental Radioactivity.– 1989.– Vol. 9.– Issue 3.– P. 223-249.

Kremenchutskii D.A., Batrakov G.F.

TEMPORAL VARIABILITY OF DEPOSITION OF BERYLLIUM-7(^{7}BE) ON THE UNDERLYING SURFACE IN SEVASTOPOL REGION

The paper presents the results of ^{7}Be concentrations monitoring in the surface atmosphere and in the rain water in Sevastopol region from 2011 to 2015. Intra-annual variability of these parameters over the observation period is studied. The issues related to forecasting of ^{7}Be deposition from the atmosphere to the underlying surface are discussed. The relationship between the ^{7}Be scavenging coefficient, amount and intensity of precipitation are investigated for the different nature of rainfall.

УДК 550.3

И.П. Лазарчук

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
lazarchuk.syst.analysis@mhi-ras.ru

ПРИМЕНЕНИЕ АДАПТИВНОЙ МОДЕЛИ ЭКОСИСТЕМЫ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ КАРТ БИОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

В работе на примере простой модели экосистемы северо-западного шельфа Черного моря проиллюстрирован двухэтапный метод моделирования процессов в морских экосистемах с применением адаптивных моделей, в котором на первом этапе по современной численной модели рассчитывается динамика водных масс, на втором – по модели экосистемы производится локальная подстройка переменных экосистемы друг другу с учетом имеющихся оценок переноса и диффузии веществ. При таком моделировании рассчитываемые по гидродинамическим моделям перенос и диффузия становятся внешними влияниями по отношению к реакциям, происходящим в локальном объеме среды.

Ключевые слова: адаптивные модели, метод адаптивного баланса влияний, морская экосистема.

Адаптивная модель экосистемы северо-западного шельфа Черного моря. Моделирование морских экосистем предполагает совместное описание биологических, гидрохимических, геофизических и гидрофизических процессов в морской среде. В работе показаны возможности двухэтапного построения карт биохимических полей методом локальной адаптации [1] переменных модели экосистемы. На первом этапе выполняются расчеты течений по гидродинамической модели, позволяющие построить оценки адвекции и диффузии в узлах сетки, покрывающей исследуемый район. На втором эти оценки, а также данные спутниковых наблюдений используются в качестве внешних источников влияния в специальной модели экосистемы.

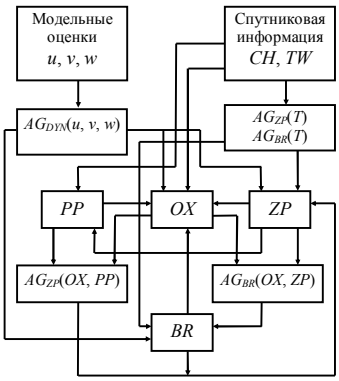


Рис.1. Концептуальная модель экосистемы СЗШ ЧМ

В качестве концептуальной модели экосистемы выбрана простейшая схема (рис.1) причинно-следственных связей процессов, происходящих на северо-западном шельфе Черного моря (СЗШ ЧМ), включающая концентрации фитопланктона *PP*, зоопланктона *ZP*, биоресурса *BR* и растворенного кислорода *OX*. Кроме того в структуру модели входят агенты ресурсного лимитирования роста концентраций

элементов пищевой цепи $AG_{ZP}(OX, PP)$ и $AG_{BR}(OX, ZP)$ и факторы внешнего влияния: оценки переноса и диффузии, полученные из расчетов составляющих скорости течений *u*, *v* по гидродинамической модели; данные спутниковых наблюдений концентраций хлорофилла *aCH* и поверхностной температуры *TW*. Поэтому в модель включены агенты учета динамики концентраций кислорода $AG_{DYN}(OX)$, зоопланктона $AG_{DYN}(ZP)$ и биоресурса $AG_{DYN}(BR)$, а также агенты, учитывающие влияние сезонного хода температуры моря на концентрации зоопланктона $AG_{ZP}(TW)$ и биоресурса $AG_{BR}(TW)$.

В соответствии с концептуальной моделью (рис.1) методом адаптивного баланса влияний (*ABC*-метод) [1] построена система уравнений модели экосистемы, обладающих свойством динамического приспособления к переменным внешним воздействиям:

$$
\begin{aligned}
&\frac{dPP}{dt} = 2PP\{5 - [PP - a_{PP/CH}CH + a_{PP/ZP}ZP]\},\\
&\frac{dOX}{dt} = 2OX\{5 - [OX - AG_{DYN}(OX) + a_{OX/BR}BR + a_{OX/ZP}ZP - a_{OX/PP}PP + a_{OX/TW}TW]\},\\
&\frac{dZP}{dt} = 2ZP\{5 - [ZP - AG_{DYN}(ZP) + a_{ZP/BR}BR - AG_{ZP}(OX, PP) - AG_{ZP}(TW)]\},\\
&\frac{dBR}{dt} = 2BR\{5 - [BR - AG_{DYN}(BR) - AG_{BR}(OX, ZP) - AG_{BR}(TW)]\},\\
&AG_{ZP}(OX, PP) = IF[M_{ZP} = a_{ZP/OX}OX; a_{ZP/OX}OX; 0] +\\
&+ IF[M_{ZP} = a_{ZP/PP}PP; a_{ZP/PP}PP; 0],\\
&M_{ZP} = \arg\min[a_{ZP/OX}OX(t); a_{ZP/PP}PP(t)],\\
&AG_{BR}(OX, ZP) = IF[M_{BR} = a_{BR/OX}OX; a_{BR/OX}OX; 0] +\\
&+ IF[M_{BR} = a_{BR/ZP}ZP; a_{BR/ZP}ZP; 0],\\
&M_{BR} = \arg\min[a_{BR/OX}OX(t); a_{BR/ZP}ZP(t)],\\
&AG_{ZP}(TW) = a_{ZP/TW}\exp[-\alpha_{ZP}(TW - TW^*_{ZP})^2],\\
&AG_{BR}(TW) = a_{BR/TW}\exp[-\alpha_{BR}(TW - TW^*_{BR})^2].
\end{aligned}
\qquad (1)
$$

$$
AG_{DYN}(\varphi) = a_{adv}\varphi_{adv} + a_{dif}\varphi_{dif}. \qquad (2)
$$

Для удобства сравнения сценариев процессов переменные модели представлены в безразмерном виде и приведены к общему интервалу изменчивости (0,10). Важно, что адвекция и диффузия концентрации фитопланктона косвенным образом были учтены в первом уравнении системы (1) поскольку в качестве внешнего источника в нем использованы спутниковые измерения концентрации хлорофилла *CH*, сформированной под их влиянием. Через систему уравнений модели это влияние распространялось и на другие переменные модели. Так как оно было незначительным, то факторы адвекции и диффузии включены в остальные уравнения модели. Скорости течений, взятые из расчетов по гидродинамической модели, вносят в модель экосистемы дополнительную информацию о динамике среды,

поэтому агенты управления $AG_{DYN}(\varphi)$, в системе (1) являлись дополнительными внешними источниками изменения концентраций веществ.

Применение адаптивной модели экосистемы для картирования полей СЗШ ЧМ. Рассмотренная вышеадаптивная модель экосистемы была применена к расчету карт полей концентраций фитопланктона, зоопланктона, биоресурса и кислорода для района СЗШ ЧМ. Для инициализации модели использованы данные литературных источников, дающие примерные оценки средних значений концентраций.

Исходя из данных, характеризующих динамику биомасс фитопланктона и кормового зоопланктона за 1954 – 2007 гг. [2, 3], в качестве оценок средних значений приняты величины концентраций: C_{PP} = 6 г/м^3 и C_{ZP} = 0,2 г/м^3. Данные наблюдений о концентрации биоресурса весьма разрознены и приурочены в основном к приустьевым районам Дуная и Днепра. Для приближенной оценки величины C_{BR} были использованы наблюдения биомассы кормового зоопланктона в этих районах [3] и материалах работы [4]. В качестве оценки среднего значения концентрации биоресурса принята величина C_{BR} = 0,1 г/м^3. В литературных источниках содержится большое количество наблюдений концентрации кислорода для района СЗШ ЧМ [5, 6]. Отмечено, что лето является временем наименьшего абсолютного содержания кислорода на всей акватории района и во всей толще вод, что обусловлено повышением термических условий и скоростей биохимических процессов в качестве оценки среднегодового значения концентрации кислорода принята величина C_{OX} = 7 мл/л.

Для картирования полей экосистемы СЗШ ЧМ использованы поля хлорофилла *a* и поверхностной температуры, построенные по данным спутниковых наблюдений за 2012 г. (рис. 2, *а*, *б*), и поле горизонтальной скорости течений, построенное по данным гидродинамического моделирования [7] (рис. 2, *в*), для каждого узла квадратной сетки с шагом 5 км, покрывающей этот район (4004 узлов). Расчеты полей экосистемы проведены на год (366 суток).

Вычисления переменных экосистемы проведены в два этапа. Первоначально уравнения модели (1) решались в каждом узле сеточной области без учета адвекции и диффузии, в результате чего были рассчитаны сценарии внутригодовой изменчивости всех параметров экосистемы, по которым затем построены карты пространственных распределений концентраций веществ на каждые сутки. Эти данные вместе с расчетами горизонтальных течений были использованы для получения оценок адвекции и диффузии, вычисленные по стандартным конечно-разностным формулам в каждом узле сеточной области на каждые сутки эксперимента.

На втором этапе с помощью модели (1) выполнена локальная адаптация переменных модели к полученным оценкам адвекции и диффузии,

которые вошли в агенты управления (2) в качестве дополнительных источников внешних влияний в уравнениях модели экосистемы СЗШ ЧМ.

На рис.3, *а* приведена карта концентраций фитопланктона, построенная без учета динамики морской среды по временным сценариям, рассчитанным в узлах сеточной области, структура изолиний которой следует структуре изолиний карты концентраций хлорофилла *а* (рис. 2, *а*). Карта концентраций кислорода (рис. 3, *б*) демонстрирует значительное влияние на него температуры морской поверхности и концентрации фитопланктона. Карта температурного поля (рис. 2, *б*), построенная по спутниковым данным, содержит заметную аномалию в районе юго-западного побережья Крыма, которая обусловлена антициклоническим круговоротом. Эта аномалия отчетливо проявилась в поле кислорода. Карты концентраций зоопланктона и биоресурса не приведены из-за ограниченности объема статьи.

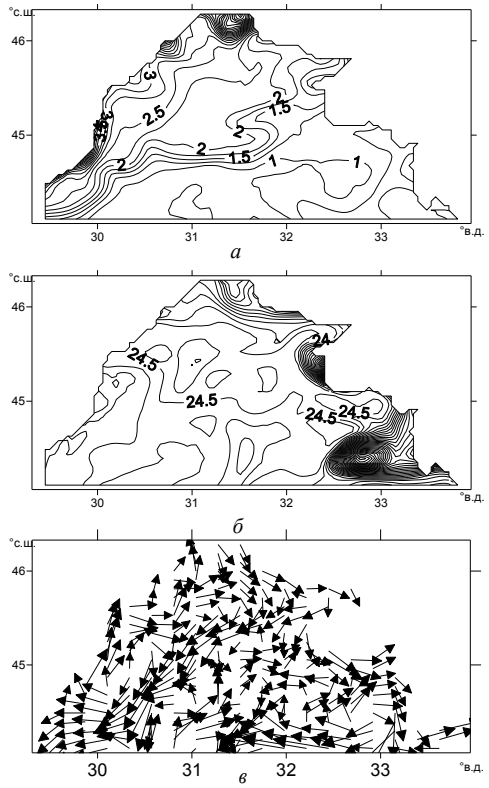
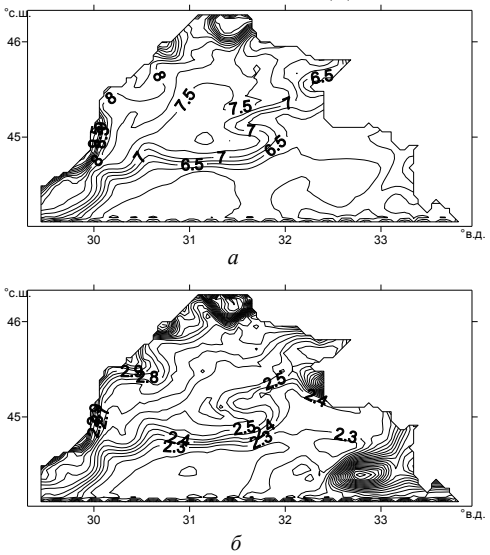


Рис. 2. Карты полей СЗШ ЧМ, построенные на 228 сутки года по данным спутниковых наблюдений: *а* – хлорофилл *а* (мг/м^3), *б* – температура (°С); по данным численного моделирования: *в* – течения

Карта поля концентраций фитопланктона, рассчитанная с учетом динамики морской среды, приходящиеся на середину августа (228 сутки вычислений), приведена на рис. 4, *а*. Это поле оказалось более изменчивым по сравнению с полем рис. 3, *а*, полученным в первом эксперименте. Локальные неоднородности поля хлорофилла *а*, существовавшие на карте его

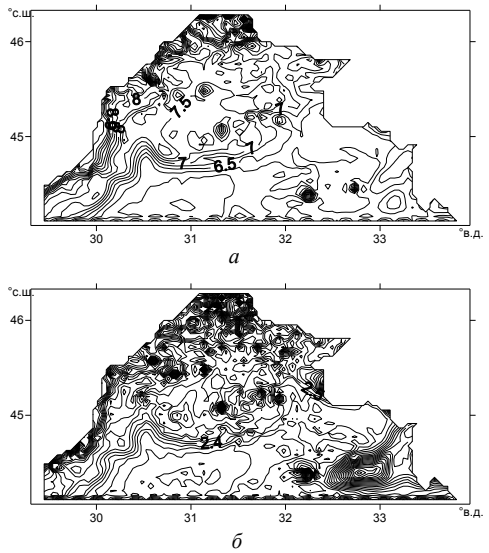
концентраций (рис. 2, *а*) у северо-западного побережья акватории СЗШ ЧМ, не столь заметны на карте концентраций фитопланктона (рис. 3, *а*), построенной без учета динамики вод. С учетом динамики они проявились в явном виде. Этот вывод распространяется и на другие поля экосистемы, построенные с учетом адвекции и диффузии. Об этом свидетельствуют результаты сравнения соответствующих карт концентраций кислорода (рис. 3, *б* и 4, *б*), а так же остальных компонент экосистемы. Таким образом, динамика морской среды существенно влияет на результаты моделирования полей экосистемы *ABC*-методом.



а

б

Рис. 3. Карты полей экосистемы, рассчитанные без учета динамики морской среды на 228 сутки вычислений:
а – фитопланктон (б. р. ед.),
б – кислород (б. р. ед.).



а

б

Рис. 4. Карты полей экосистемы, рассчитанные с учетом адвекции и диффузии на 228 сутки вычислений:
а – фитопланктон (б. р. ед.),
б – кислород (б. р. ед.)

Заключение. На примере простой модели экосистемы СЗШ ЧМ проиллюстрирован двухэтапный метод построения полей экосистемы верхнего слоя моря, который позволяет выделить в отдельный этап сложные расчеты процессов переноса и диффузии веществ, выполняемые по гидродинамическим моделям, и использовать их результаты в качестве внешних влияний в адаптивной модели экосистемы. Уравнения метода адаптивного баланса влияний обеспечили подстройку полей концентраций фитопланктона, зоопланктона, биоресурса и кислорода к данным спутниковых наблюдений и к оценкам адвекции и диффузии, рассчитанным по результатам численного моделирования морской среды. Показано, что учет динамики морской среды и агентов ресурсного лимитирования в адаптивной модели экосистемы позволяют детализировать карты биохимических полей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Тимченко И.Е., Игумнова Е.М., Тимченко И.И.* Системный менеджмент и *ABC*-технологии устойчивого развития. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2000. – 225 с.

2. *Nesterova D., Moncheva S. , A. Mikaelyan et al.*The state of phytoplankton.//State of the Enviroment of the Black Sea (2001– 2006/7). – Istanbul, Turkey, 2008. – P.173 – 200.

3. *Shiganova T., Musaeva E., Arashkevich E. et al*.The State of Zooplankton.//State of Environment of the Black Sea (2001 – 2006/7). – Istanbul, Turkey, 2008. – P. 201 – 246.

4. *Латун В.С.*Влияние рыбного промысла на устойчивость экосистемы Черного моря // Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря. – Севастополь, ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – С. 331– 353.

5. *Емельянов В.А.Митропольский А.Ю., Наседкин Е.И. и др.* Геоэкология черноморского шельфа Украины. – К.: Академпериодика, 2004. – 296 с.

6. *Орлова І. Г., М.Ю. Павленко, Український В.В. та ін.* Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря: довідковий посібник – К.: КНТ, 2008. – 616 с.

7. http://www.myocean.eu/ (дата посещения: 03.07.2013).

I.P. Lazarchuk

Marine hydrophysical institute of RAS, Sevastopol

THE USE OF ADAPTIVE ECOSYSTEM MODELS TO MAP BIOCHEMICAL FIELDS OF THE NORTH-WESTERN BLACK SEA SHELF

In the paper applying the simple model of the northwestern shelf ecosystem of the Black Sea illustrates the two-step method of modeling marine ecosystems processes, using adaptive models. On the first step, numerical model is calculated by dynamics of water masses. On the second step, the ecosystem model made the local adjustment variables of ecosystem each other, taking into account the available estimates of advection and diffusion of substances. In this simulation advection and diffusion calculated by the hydrodynamic model are external forces relative to the reaction in the local volume.

УДК 574.522

А.В. Лифанчук, А.В. Федоров, Е.С. Марьясова

Южное отделение Института океанологии РАН, г. Геленджик
lifanchuk.anna@mail.ru

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИЗИОЛОГИЧЕСКИЕ СТРАТЕГИИ ДОМИНИРУЮЩИХ ВИДОВ ФИТОПЛАНКТОНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Выявлены основные физиологические и экологические стратегии доминирующих видов фитопланктона северо-восточной части Черного моря в течение годового цикла. В весенний период основную роль в формировании фитоценоза играют R-стратеги (мелкоклеточные диатомеи) с высокой максимальной удельной скоростью роста (strategy of maximal growth rate). В конце весны-начале лета при лимитировании азотом доминирование обеспечивает низкая константа полунасыщения, характерная для кокколитофорид (affinity strategy), являющихся S-стратегами. Летом преобладают крупноклеточные диатомовые (C-стратеги), способные накапливать питательные элементы, но обладающие низкой скоростью роста (storage strategy).

Ключевые слова: фитопланктон, доминирующие виды, северо-восточная часть Черного моря, экологические стратегии, кокколитофориды, диатомовые водоросли.

В течение года фитопланктонное сообщество претерпевает ряд структурных и функциональных изменений, которые носят регулярный характер. Эти структурные изменения или сукцессии связаны как с варьированием доли видов в сообществе, так и с заменой одних видов другими. Данные сдвиги в структуре вызваны изменением условий окружающей среды [1]. Кроме того, существуют и межгодовые изменения, которые могут носить как случайный, так и трендовый характер.

Выяснение характера сукцессий представляется далеко не простой задачей и требует регулярных и многолетних полевых исследований. Выявление механизмов регуляции структурных перестроек также невозможно без привлечения экспериментальных методов.

Структура определяется эколого-физиологическими свойствами видов, и именно от этих свойств зависит то, какую роль в сообществе играет вид [2]. Кроме того, важными параметрами являются форма и размер клетки фитопланктона, которые определяют ее метаболические свойства и способность клетки поглощать элементы питания и световую энергию [3]. Поэтому исследование морфофизиологических свойств фитопланктона является необходимым этапом в понимании закономерностей формирования структуры сообщества.

В нашем исследовании было использовано две гипотезы, связывающие физиологические характеристики и морфологические параметры (объем клетки и отношение её площади к объему) доминирующих видов северо-восточной части Черного моря. Согласно первой [4], масса вакуоли прямо пропорциональна объему клетки, и именно она отражает способность клетки запасать элементы минерального питания в различных формах. В то же время с увеличением массы клеток снижается максимальная удельная скорость роста [5].

Вторая гипотеза связывает отношение площади поверхности к объему и константы полунасыщения для поглощения элементов минерального питания [6]. При повышении отношения поверхности к объему константа полунасыщения снижается, и виды с такими характеристиками клеток становятся более успешными конкурентами за элементы минерального питания.

Зимой в период конвективного перемешивания происходит накопление биогенных элементов, и весной, когда отмечается усиление светового потока и стратификация водной толщи, происходит интенсивное развитие мелкоклеточных диатомей. В это время пресс хищников минимален [7]. Время цветения диатомей зависит от количества запасенных биогенных элементов [8]. Далее биомасса диатомей снижается как вследствие выедания элементов минерального питания, так и за счет седиментации и пресса хищников.

В этот период в северо-восточной части Черного моря развиваются мелкоклеточные формы диатомей (*Chaetoceros curvisetus, Skeletonema costatum, Thalassionema nitzschioides* и *Pseudo-nitzschia pseudodelicatissima*). В экспериментах с добавками элементов минерального питания показано, что в начале весны не наблюдается реакции данных диатомей на изменение концентраций азота и фосфора, а также изменение их соотношений. Это связано, по-видимому, с тем, что запасов этих элементов в среде достаточно для того, чтобы иметь не лимитированный рост. Но уже в апреле после весеннего цветения мелкоклеточные диатомеи показывают зависимость от концентрации элементов питания – при одновременной добавке азота и фосфора отмечается их интенсивный рост. Таким образом, в весенний период происходит отбор видов, имеющих малый объем клетки и при этом относительно высокие показатели отношения поверхности к объему. При высокой концентрации биогенных элементов клетки растут с максимальной удельной скоростью роста (strategy of maximal growth rate), затем при снижении концентрации биогенов в среде соотношение площади поверхности к объему становится принципиальным для успешного освоения пространства. Кроме того, поглощение света на единицу хлорофилла значительно больше у мелких клеток, чем у крупных, что связано с упаковкой пигментов, и гарантирует им преимущество в условиях низких

освещенностей [9]. Весеннее цветение может начинаться и в феврале, когда световые потоки еще далеки от максимума [10].

На смену мелкоклеточным диатомеям приходят кокколитофориды, демонстрирующие интенсивный рост в конце весны и начале лета. Наиболее массовым видом кокколитофорид, образующим цветение как в океане [11], так и в Черном море, является *Emiliania huxleyi*. Кокколитофориды способны расти при низких концентрациях азота, что связано с более низкой константой полунасыщения для поглощения этого элемента (affinity strategy). Согласно теории R-competition Тилмана [12] константа полунасыщения является ключевой при определении способности вида конкурировать за данный элемент питания. Относительно низкие концентрации азота и низкое отношение азота к фосфору – необходимые условия доминирования кокколитофорид [13].

В летний сезон развиваются преимущественно крупноклеточные формы диатомей (*Proboscia alata* и *Pseudosolenia calcar-avis*). Обычно эти виды не реагируют на изменение концентраций азота и фосфора в среде. Это связано с тем, что они являются накопителями элементов минерального питания. Азот накапливается в виде свободных аминокислот, фосфор в виде полифосфатов. В летнее время, по-видимому, внутриклеточный запас достаточно высокий, что и позволяет доминантам этого сезона не реагировать на добавки элементов минерального питания.

Крупноклеточные формы способны расти при периодическом пополнении запасов, которое происходит при поступлении биогенов за счет кратковременного усиления их вертикального переноса, что и наблюдается летом, когда в основном штилевая погода нарушается кратковременным усилением ветра. В летний период реализуется третья стратегия – способность клеток накапливать элементы минерального питания (storage strategy), которая связана с большим размером клеток. Кроме того, крупные клетки при высоких световых потоках менее восприимчивы к фотоингибированию [14].

Смена физиологических стратегий фитопланктона северо-восточной части Черного моря в течение года происходит по схеме:

strategy of maximal growth rate (весна) → affinity strategy (конец весны-начало лета) → storage strategy (лето, осень)

Динамика многовидовых популяций, а также процессы взаимодействия видов в изменяющихся условиях окружающей среды имеют далеко не тривиальный характер. В процессе эволюции были отобраны различные экологические стратегии, позволяющие видам успешно завоевывать новые и отстаивать старые экологические ниши. В нашем исследовании использовалась классификация Рейнольдса [15], относящая доминирующие виды фитопланктона северо-восточной части Черного моря к трем экологическим типам. Виды фитопланктонного сообщества рассматриваются

в пространстве двух координат, а именно доступности элементов минерального питания и света (рис.1).

Список R-стратегов представлен быстрорастущими мелкоклеточными диатомеями *Chaetoceros curvisetus, Leptocylindrus danicus, Skeletonema costatum, Pseudo-nitzschia pseudodelicatissima* и *Thalassionema nitzschioides*. В северо-восточной части Черного моря R-стратеги преобладают весной, так как имеют высокие скорости роста и небольшие размеры по сравнению с другими типами.

К S-стратегам отнесли кокколитофориду *Emiliania huxleyi*. Она толерантна к низким концентрациям элементов минерального питания в среде. Имеет минимальную константу полунасыщения для процесса поглощения азота. Данные показатели позволяют доминировать *E. huxleyi* в конце весны-начале лета, когда происходит стратификация водной толщи и снижение концентраций элементов минерального питания в верхних слоях.

К C-стратегам отнесли крупноклеточных диатомей *Pseudosolenia calcar-avis* и *Proboscia alata,* доминирующие в фитопланктонном сообществе северо-восточной части Черного моря летом и осенью при высоких концентрациях элементов минерального питания. Эти два вида имеют большие размеры клеток и низкие скорости роста. Диатомеи *P. calcar-avis* и *P. alata* являются видами-накопителями, что позволяет им расти при низких концентрациях элементов минерального питания.

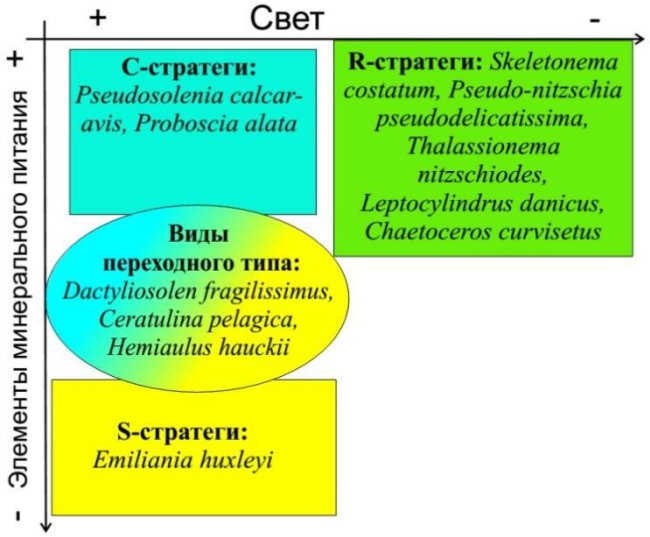


Рис. 1. Распределение типов стратегий и видов фитопланктона в зависимости от поступления питательных веществ и интенсивности света

Диатомовые водоросли *Dactyliosolen fragilissimus, Hemiaulus hauckii* и *Cerataulina pelagica* не были отнесены к какому-либо типу стратегов. Данные виды могут преобладать в фитопланктонном сообществе во время смены сезонов. Они имеют невысокие скорости роста и средние объемы. Данная группа видов представляет переходные формы между S- и C-стратегами.

Таким образом, можно показать смену экологических типов фитопланктона северо-восточной части Черного моря в течение года по схеме:

R-стратеги (весна) → S-стратеги (конец весны-начало лета) → C-стратеги (лето, осень)

Эта схема не является совершенной. В ней могут происходить временные сдвиги, вызванные различными как антропогенными, так и климатическими факторами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00268).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barton A. D., Dutkiewicz S., Flierl G., Bragg J., Follows M. J.* Patterns of diversity in marine phytoplankton // Science. – 2010. – Vol. 327. – P. 1509-1511.

2. *Litchman E., Klausmeier C. A.* Trait-based community ecology of phytoplankton // An. Rev. Ecol., Evol., System. – 2008. – Vol. 39. – P. 615-639.

3. *Finkel Z. V., Beardall J., Flynn K. J., Quigg A., Rees T. V., Raven J. A.* Phytoplankton in a changing world: cell size and elemental stoichiometry //J. Plankton Res. − 2010. – Vol. 32. – P. 119-137.

4. *Rabalais N. N., Wiseman W. J., Turner R. E., SenGupta B. K., Dortch Q.* Nutrient changes in the Mississippi River and system responses on the adjacent continental shelf // Estuaries. – 1996. – Vol. 19. – P. 386-407.

5. *Banse K.* Cell volumes, maximal growth rates of unicellular algae and ciliates, and the role of ciliates in the marine pelagial // Limnol. Oceanogr. − 1982. – Vol. 27. – P. 1059-1071.

6. *Tambi H., Flaten G. A. F., Egge J. K., Bodtker G., Jacobsen A., Thingstad T. F.* Relationship between phosphate affinities and cell size and shape in various bacteria and phytoplankton // Aquat. Microb. Ecol. − 2009. – Vol. 57. – P. 311-320.

7. *Behrenfeld M. J., O'Malley R. T., Siegel D. A., McClain C. R., Sarmiento J. L., Feldman G. C., Milligan A. J., Falkowski P. G., Letelier R. M., Boss E. S.* Climate-driven trends in contemporary ocean productivity // Nature. − 2006. – Vol. 444. – P. 752-755.

8. *Dale T., Rey F., Heimdal B. R.* Seasonal development of phytoplankton at a high latitude oceanic site // Sarsia. − 1999. – Vol. 84. – P. 419-435.

9. *Finkel Z. V.* Light absorption and size scaling of light-limited metabolism in marine diatoms // Limnol. Oceanogr. − 2001. – Vol. 46. – P. 86-94.

10. *Якубенко В. Г.* Внутригодовая изменчивость потоков импульса, тепла, соли и плавучести через поверхность моря в северо-восточной части

Черного моря / Н. В. Есин, Б. С. Ломазов. Комплексные исследования Черного моря − М: Научный мир, 2011. − С. 75-85.

11. *Brown C. W., Yoder J. A.* Coccolithophorid blooms in the global ocean // J. Geo. Res. − 1994. − Vol. 99. − P. 7467-7482.

12. *Tilman D.* Tests of resource competition theory using four species of Lake Michigan algae // Ecology. − 1981. – Vol. 62. – P. 802-815.

13. *Silkin V. A., Pautova L. A., Pakhomova S. V., Lifanchuk A. V., Yakushev E. V., Chasovnikov V. K.* Environmental control on phytoplankton community structure in the NE Black Sea // Journal of Experimental Marine Biology and Ecology. – 2014. − Vol. 461. − P. 267-274.

14. *Key T., McCarthy A., Campbell D. A., Six C., Roy S., Finkel Z. V.* Cell size trade-offs govern light exploitation strategies in marine phytoplankton // Environmental Microbiology. − 2010. − Vol. 12, № 1. − P. 95-104.

15. *Reynolds C. S.* The plant life // Verh. Internat. Verein. Limnol. – 1996. − Vol. 26. – P. 97-113.

A.V. Lifanchuk, A.V. Fedorov, E.S. Maryasova

ECOLOGICAL AND PHYSIOLOGICAL STRATEGIES OF THE DOMINANT PHYTOPLANKTON SPECIES IN THE NE BLACK SEA

The main ecological and physiological strategies of phytoplankton community structure of the north-eastern part of the Black Sea were revealed. In the spring, the key role in the formation of phytoplankton community plays R-strategists (small diatoms) with the maximum specific growth rate (strategy of maximal growth rate). In late spring - early summer coccolithophores (S-strategists) is dominant species which has low half-saturation constant for nitrogen uptake (affinity strategy). In summer prevail large cell species of diatom(C-strategists), which are able to accumulate nutrients but having a low growth rate (storage strategy).

УДК 551.465.66

П.В. Лобанова[1], В.И. Звалинский[2]

[1]*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*
pl19@mail.ru
[2]*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН им. В.И. Ильичёва, г. Владивосток*

ОЦЕНКИ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА-А И ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ ФИТОПЛАНКТОНА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО СПУТНИКОВЫМ И НАТУРНЫМ ДАННЫМ

Дистанционное зондирование цветности океана открывает большие возможности как для анализа пространственно-временной изменчивости концентрации хлорофилла-а (Хл) в подповерхностном слое, так и для оценки первичной продукции фитопланктона (*P*). Однако, известны лишь отдельные работы по сравнению натурных и спутниковых данных этих параметров в водах северо-западной части Японского моря (российская экономическая зона), которые показывают, что спутниковые оценки заметно превышают натурные. Вместе с тем, систематических исследований такого рода в этом регионе не проводилось.

В данной работе, проведено сравнение модельных натурных и спутниковых данных *P* и концентрации Хл в северо-западной части Японского моря (35-47^0 с.ш., 130-138^0 в.д.) в различные сезоны в 2004-2011 гг. Натурная *P* рассчитывалась по двум моделям фотосинтеза: по модели, разработанной в ТОИ ДВО РАН с учётом механизма фотосинтеза, и по эмпирической модели VGPM.

Результаты сравнения оценок *P* и Хл не обнаруживают тесной связи между натурными и спутниковыми данными, что обусловлено особенностями вертикального распределения Хл.

Ключевые слова: хлорофилла-а, фотосинтез, первичная продукция, модели первичной продукции, Японское море, эвфотический слой, спутниковые данные цветности океана.

Введение

Первичнаяпродукциявокеане (*P*) – создание органического вещества из неорганических соединений – осуществляется в основном фитопланктоном при фотосинтезе, при участии зелёного пигмента хлорофилла-а (Хл). Созданное этим первичным продукционным звеном, органическое вещество обусловливает функционирование и продукцию последующих трофических звеньев морской экосистемы, определяя её биологическую и промысловую продуктивность.

Дистанционное зондирование цветности океана открывает большие возможности как для анализа пространственно-временной изменчивости концентрации Хл в подповерхностном слое, так и для оценки *P*.

Сравнения натурных и спутниковых оценок этих параметров в водах северо-западной части Японского моря (российская экономическая зона) показывают, что спутниковые оценки заметно превышают натурные [1,2]. Вместе с тем, систематических работ по сравнению натурных и спутниковых измерений в этом регионе не проводилось.

В данной работе, проведено сравнение модельных натурных и спутниковых оценок *P* и концентрации Хл в северо-западной части Японского моря (35-47^0 с.ш., 130-138^0 в.д.) в различные сезоны в 2004-2011 гг. Натурная *P* рассчитывалась по двум моделям фотосинтеза: по модели, разработанной в ТОИ ДВО РАН [3] и модели VGPM [4]. Всего проанализировано 172 станции.

Данные и методы

В работе использованы следующие архивные данные Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичёва (ТОИ) ДВО РАН четырех морских экспедиций в северо-западной части Японского моря (35-47^0 с.ш., 130-138^0 в.д.), проведённых в весенний, летний и осенний сезоны в 2004-2011 гг: La33 (май 2004), La38 (октябрь-ноябрь 2005), La46 (июль 2009) и La58 (октябрь – ноябрь 2011): концентрация Хл [мг С м$^{-3}$]; биогенных элементов, N, P, Si, [мк моль м$^{-3}$]; удельная скорость фотосинтеза (ассимиляционное число, АЧ) [мг С мг Хл$^{-1}$час$^{-1}$] [5, 6] и температура подповерхностного слоя воды (ТПО) [^{0}С].

Спутниковые данные концентрации Хл [мг С м$^{-3}$] предоставлены проектом CCIOceanColor (ClimateChangeInitiativeOceanColor) [7]. Используемые массивы имеют пространственное разрешением 4×4 км и временную дискретностью – 1 день.

Спутниковые данные дневной *P* в столбе воды, соответствующем глубине эвфотического слоя (P_{eu}) [мг С м$^{-2}$ день$^{-1}$], рассчитанной по модели VGPM, и дневной поверхностной фотосинтетически-активной солнечной радиации ФАР [моль квантов м$^{-2}$ день$^{-1}$] взяты из базы данных OceanProductivity (NASA'sOceanColorWeb) [8]. Данные имеют пространственную дискретность 0.08×0.08 град, а временную - 8 суток.

Все спутниковые данные проинтерполированы нами по пространству двухмерной интерполяцией в точки с координатами, соответствующими натурным измерениям.

Для расчёта дневной P_{eu}на основе натурных данных, предварительно определялась глубина эвфотический зоны z_{eu}, по профилю биогенных элементов. Границей зоны считалась глубина, на которой происходило резкое увеличение содержания биогенов [9].

В первую очередь, оценка величины P_{eu} проводилась с использованием разработанной в ТОИ ДВО РАН модели зависимости фотосинтеза (продукции) от интенсивности света (*I*) и других факторов среды [3]. В

отличие от полностью эмпирических моделей, она получена с учетом механизма фотосинтеза. Дневная *P* рассчитывалась для каждого горизонта с шагом 0.5 м по глубине в пределах z_{eu}. Продукция всей эвфотической зоны определялась путем суммирования продукции всех её 0.5-метровых слоев.

Дневная *P* на горизонте z рассчитывалась по соотношению:

$$P(z) = Chl(z) \times P^{b}_{opt} \times \left(\frac{1 + Ir(z)}{2 \times \gamma} \times \left[1 - \sqrt{1 - \frac{4 \times \gamma \times Ir(z)}{(1 + Ir(z))^2}} \right] \right) \times DL \quad (1)$$

Здесь *Chl (z)* – содержание Хл [мг м$^{-3}$] на горизонте *z*; P^{b}_{opt} – ассимиляционное число (АЧ), $I_r = I/I_K$ – относительная радиация - отношение ФАР к I_K – *световой константе* – интенсивности света, при которой *световая кривая* (кривая зависимости *P* от *I*) переходит к насыщению; γ – параметр непрямоугольности гиперболы для световых кривых морских водорослей ≈0.95 [3]; *DL* - долгота дня [ч], рассчитываемая нами с помощью астрономического алгоритма [9]. $I_r(z)$ рассчитывалась с учётом экспоненциального закона затухания света в воде [10], предполагая, что $I_K \approx$ 10% от поверхностной ФАР (I_0)[3].

Помимо модели (1), для оценки P_{eu} использована и наиболее распространенная в литературе модель VGPM [4]:

$$P_{eu} = Chl \times P^{b}_{opt} \times \left(0.66125 \times \frac{I_0}{I_0 + 4.1} \right) \times DL \times Z_{eu} \quad (2)$$

Как видно, модель VGPM по форме близка к натурной модели (1). Отличием выражения (2) является использование уравнения прямоугольной гиперболы для описания световой зависимости фотосинтеза.

АЧ (P^{b}_{opt}) здесь рассчитывалось по, предложенному авторами [4] эмпирическому алгоритму как функция температуры поверхности океана (ТПО). Для этого использованы натурные экспедиционные данные ТПО.

Для сравнения натурных и спутниковых оценок P_{eu}, концентрация Хл (*Chl*) в модели VGPM бралась средней в слое 1-й оптической глубины z_{opt}, поскольку 90% всей исходящей из воды отражённой радиации приходится на этот слой и спектрорадиометр «видит» до z_{opt} [11]. В качестве I_0 использованы спутниковые данные дневной ФАР, средние для 8-дневного промежутка времени.

В результате, для всех исследуемых станций сформированы три массива данных дневной P_{eu}: спутниковые данные (модель VGPM) – *P_sat*; данные, рассчитанные по модели (1), – *P_nat*; данные, рассчитанные по модели VGPM, - *P_vgpm*. Также, сформированы два массива данных концентрации Хл: натурные в слое z_{opt} – *Chl_nat*, и спутниковые –*Chl_sat*. Однако, вследствие облачности и других причин, спутниковыми данными покрыты не все исследуемые станции.

Результаты

Результаты корреляционного анализа между натурными и спутниковыми данными *P* и Хл представлены в табл.1.

Таблица 1

Коэффициент корреляции между натурными и спутниковыми оценками *P* и Хл

1	2	3	4	5
Экспедиции	*P_sat - P_nat*	*P_sat - P_ vgpm*	*P_nat – P_vgpm*	*Chl_sat - Chl_nat*
La33 (май 2004) n=43	0.24 (p>0.1)	0.26 (p<0.10)	0.83 (p<0.01)	0.78 (p<0.01, n=13)
La38 (октябрь-ноябрь 2005) n=46-49	0.62 (p<0.01)	0.34 (p<0.05)	0.4 (p<0.01)	0.66 (p<0.10, n=27)
La46 (июль 2009) n = 28	0.3 (p>0.1)	0.08 (p>0.1)	0.63 (p<0.01)	-0.79 (p<0.05, n=5)
La58 (октябрь – ноябрь 2011) n=46	0.17 (p>0.1)	0.36 (p<0.05)	0.86 (p<0.01)	0.16 (p>0.1, n=24)
Все станции n=164	0.18 (p>0.1)	0.12 (p>0.1)	0.78 (p<0.01)	0.43 (p<0.01, n=72)

Как видно из таблицы, связь между натурными и спутниковыми данными двух рассматриваемых параметров невысокая. Наибольшую связь друг с другом (0.78) имеют модельные оценки *P*, полученные с помощью натурных данных (табл.1, колонка 4). Это естественно, так как в основе обеих моделей лежат одни и те же натурные измерения. Следует обратить внимание, что связи между спутниковыми и натурными оценками *P*, рассчитанными по модели VGPM (табл.1, колонка 3), так же не обнаруживается.Максимальные значения корреляции этих двух оценок (0.34-0.36) имеют место в осенний период.

Несмотря на среднюю (0.66) и сильную (0.78) корреляцию спутниковых и натурных оценок концентрации Хл в отдельные сезоны (колонка 5), общая степень связи между ними остаётся умеренной (0.43). Однако, эта связь выше, чем корреляция между оценками *P*.

Что касается, численных оценок спутниковых и натурных данных, то по результатам сравнения математического ожидания и среднеквадратического отклонения всех измерений в целом (табл.2, последняя строка) видно, что спутниковые оценки концентрации Хл в подповерхностном слое лишь немногим выше натурных.

Таблица 2
Математическое ожидание и среднеквадратическое отклонение *P* и Хл по натурным и спутниковым оценкам

1	2	3	4	5	6
Экспедиции	*P_nat*	*P_ vgpm*	*P_sat*	*Chl_nat*	*Chl_sat*
La33 (май 2004) n=43	1120±337	799±282	1212±349	0.61±0.25 (n=13)	1.11±0.42 (n=13)
La38 (октябрь-ноябрь 2005) n=46-49	524±187	438±196	742±222	0.35±0.19 (n=27)	0.57±0.32 (n=27)
La46 (июль 2009) n = 28	1434±395	974±289	769±150	0.53±0.13 (n=5)	0.43±0.11 (n=5)
La58 (октябрь – ноябрь 2011) n=46	1271±405	1008±369	583±104	0.70±0.2 (n=24)	0.46±0.1 (n=24)
Все станции n=164	1047±448	785±342	827±278	0.54±0.24 (n=72)	0.63±0.31 (n=72)

Сравнение данных *P* также показывает незначительное завышение спутниковых оценок, рассчитанных по модели VGPM (табл.2, сравнение колонок 3 и 4). Однако, *P*, рассчитанная по модели (1), наоборот, превышает спутниковые оценки, не только в целом, но и по сезонам в отдельности (табл.2, сравнение колонок 2 и 4), за исключением, осени 2005 г.Следует отметить, что натурные данные по модели (1) выше и натурных оценок *P* по модели VGPM (табл.2, сравнение колонок 2 и 3). Различия здесь могут быть вызваны многими причинами: не только различием самих моделей, но и использованием разных АЧ. В первом случае (модель (1)), АЧ брались из архивных натурных данных, а во втором случае (модель VGPM) – рассчитывались из ТПО, которая не является единственным фактором, влияющим на его изменчивость [12].

Выводы

Таким образом, сравнение оценок *P* и Хл не показывает тесной связи между натурными и спутниковыми данными. Кроме того, спутниковые оценки *P* и Хл в большинстве случаев превышают натурные. Однако, натурные данные *P*, рассчитанные по модели (1), наоборот, выше чем спутниковые.

Проанализировав вертикальные профили Хл, мы пришли к выводу, что основное различие результатов в оценке *P* лежит в особенности вертикального распределения Хл на станциях. Когда большая часть Хл в эвфотическом слое располагается близко к поверхности, в пределах слоя z_{opt},

«видимой» со спутника, то имеют место завышенные оценки *P,* так как в модели VGPM входным параметром является концентрация Хл в подповерхностном слое. И, наоборот, когда практически весь Хл концентрируется ниже слоя z_{opt}, имеют место низкие оценки *P*.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-35-50443.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Штрайхерт Е.А., Захарков С.П., Дьяков С.Е. Коррекция спутниковых оценок на основе судовых измерений концентрации хлорофилла-А для Японского моря // Исследование Земли из космоса. — 2006. — № 6. — С. 72–82.

2. Салюк П.А., Стёпочкин И.Е., Голик И.А. и др. Разработка эмпирических алгоритмов восстановления концентрации хлорофилла-а и окрашенных растворенных органических ве- ществ для Дальневосточных морей из дистанционных данных по цвету водной поверхности // Исследование Земли из космоса. — 2013. — № 3. — С. 45–57.

3. *Звалинский В.И.* Формирование первичной продукции в море // Известия ТИНРО. 2006. Т. 147. С. 276-302.

4. *Behrenfeld M. J., and Falkowski P. G.* Photosynthetic rates derived from satellite based chlorophyll concentration//Limnology and Oceanography. 1997a. Vol. 42(1), pp. 1–20.

5. *Захарков С.П.* Отчет гидробиологического отряда// Научный отчет обэкспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС "Академик М.А. Лаврентьев", рейс № 33, Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2004.

6. Экологическое нормирование и рациональная эксплуатация прибрежных акваторий Приморья. Отчет Тихоокеанского океанологического института (ТОИ ДВО РАН) Рег. № 01.20.00 06073. Владивосток, 2000, 28 с.

7. *Ocean color cci home page*. URL: http://www.esa-oceancolour-cci.org

8. *Ocean productivity home page*.
URL: http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/index.php

9. *РаймонтД.* Планктон и продуктивность океана. Т.I. Фитопланктон. М.:1983. 568 с.

10. *Gordon H. R., McCluney W. R.* Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing// Applied Optics. 1975. vol. 14, pp. 413–416.

11. *Antoine D.* Global- and ocean-scale primary production from satellite observations. Chapter 4 //Remote sensing of the marine environment (edited by Gower J.F.R.). 2006. –USA: ASPRS, pp. 85 – 147.

12. *Лобанова П.В., Башмачников И.Л., Броташ В.* Анализ моделей первичной продукции на основе спутниковых данных в северо-восточной

части Атлантического океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 2, с. 114-126.

Lobanova[1] P.V. and Zvalinski[2] V.I.
[1] – St. Petersburg State University (St. Petersburg, Russia)
E-mail: pl19@mail.ru
[2] - V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute (Vladivostok, Russia)

ASSESMENTS OF CHLOROPHYL-A CONCENTRATION AND PRIMARY PRODUCTION OF PHYTOPLANCTON IN THE NORTHWEST PART OF THE JAPAN SEA BASED ON SATELLITE AND FIELD OBSERVATIONS

Remote sensing of ocean color offers great possibilities both for analyzing of time and spatial variability of chlorophyll-a concentration (*Chl*) in subsurface and for evaluating of primary production (*P*). However, there are not so many researches on comparison of satellite and field data of these parameters in the northwest part of the Japan Sea (Russian economic zone). They show that satellite assessments considerably exceed field observations. Furthermore, systematic studies of this kind have not been carried out in the region.

In this research, we compared modeled field and satellite *P* data and *Chl* concentration data in the northwest part of the Japan Sea (35 - 47^0 N, 130 – 138^0 E) in different seasons in 2004-2011 years. We modeled *P* on a base of field data using two models of photosynthesis: one, developed in V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute taking into account the mechanisms of photosynthesis, and the second – empirical VGPM model.

The results of comparison *P* and *Chl* data do not show close correlation between field and satellite data, what is due to vertical distribution features of *Chl*.

Keywords: chlorophyll-a, photosynthesis, primary production, models of primary production, the Japan Sea, euphotic layer, satellite ocean color data.

УДК 504.064.36:574: 552.578(265.54.03)

И.П. Моргунова[1], А.С. Голосной[2], Д.О. Доронин[1], Н.П. Константинова[1], Н.Ю. Гребёнкина[3], К.Н. Шибакова[3], В.А. Щербаков[1]

[1]ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург
[2]Национальный минерально-сырьевой университет "Горный", Санкт-Петербург
[3]Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле, г. Санкт-Петербург
inik@list.ru

НЕФТЯНЫЕ УГЛЕВОДОРОДЫ В ВОДЕ И ДОННЫХ ОСАДКАХ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ): РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНЕГО МОНИТОРИНГА

В ходе четырёхлетнего геоэкологического мониторинга Залива Петра Великого (Японское море) были изучены характеристики группового и молекулярного состава рассеянного органического вещества в воде и донных отложениях. Полученные результаты свидетельствуют о преимущественно техногенном генезисе углеводородных аномалий в бухтах залива, изменение молекулярного состава которых указывает на недостаточную интенсивность процессов биоремедиации и значительный уровень загрязнения акватории.

Ключевые слова: нефтяные углеводороды, Залив Петра Великого, ГХ-МС, донные отложения, молекулярные маркеры.

Нефтяные углеводороды (УВ) причисляют к группе наиболее токсичных геохимических поллютантов, в силу того, что многие из них обладают канцерогенными и мутагенными свойствами [1]. При этом идентификация техногенных загрязнений, обусловленных соединениями этого класса, крайне затруднительна, в связи с тем, что их природные аналоги широко распространены и образуют устойчивый геохимический фон в морских акваториях. Залив Петра Великого (ЗПВ) относится к зонам особого риска техногенного загрязнения, и задача изучения и дифференциации там фоновой (природной) и наложенной (техногенной) составляющей рассеянного органического вещества (РОВ) донных осадков представляется особенно актуальной.

Отбор образцов для исследования проводился в ходе ежегодных морских экспедиций в Японское море сотрудников ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» в 2012 – 2015 гг. Состав и распределение РОВ изучались в поверхностной и придонной воде и поверхностных донных осадках прибрежного мелководья, заливов и бухт бассейна, а также в удалённых от берега глубоководных частях акватории ЗПВ (139 станций водного опробования, 29 станций донного опробования в

2012 г. и 19 станций в 2013 г., рис. 1). Сравнительный органо-геохимический анализ осадочного материала и водных проб проводился в образцах, отобранных в 2012 – 2013 гг., при интерпретации учитывались данные геологических, геоморфологических и гидро- и литодинамических исследований полученные в ходе мониторинга 2012 – 2015 гг. Анализ суммарного содержания ароматических углеводородов в воде проводился по стандартной методике на спектрофлуориметре «Панорама-02» [2]. Осадки сохранялись до момента камеральных исследований в стерильной таре при температуре 18°С ниже нуля. Стандартная аналитическая процедура включала в себя определение элементного состава отложений (органического углерода – Сорг, карбонатного углерода – Скарб), группового и молекулярного состава растворимой части РОВ методами препаративной жидкостной хроматографии и газовой хромато-масс спектрометрии (ГХ-МС) с применением системы AgilentTechnologies GC System 6850/5973 [3].

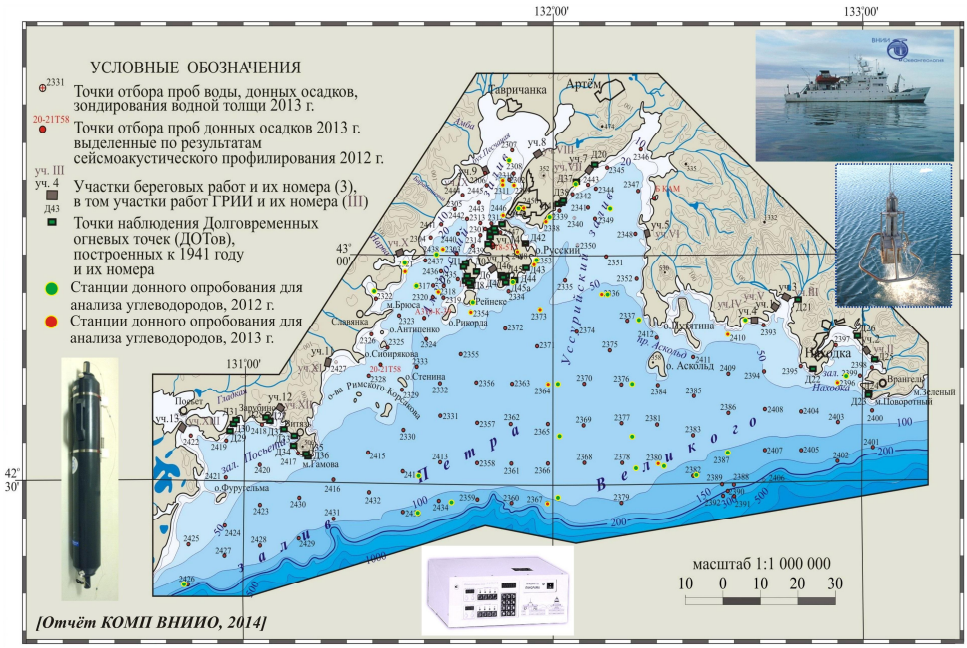


Рис. 1. Карта фактического материала за период работ 2012-2013 гг.

Гранулометрический состав осадков прибрежных областей Амурского и Уссурийского заливов представлен преимущественно фракциями пелитовой и алевритовой размерности, тогда как в осадках центральной части ЗПВ преобладают более крупные песчанистые фракции. Это позволяет говорить о сильной заиленности прибрежной зоны и высокой специфичности процесса накопления и дифференциации осадков на разрезе река – море в акватории ЗПВ. Важную роль здесь, несомненно, играет сложная система течений залива, обусловливающая циркуляцию водных масс, вынос и переотложение осадочного вещества на расстояния, значительно удалённые от источника.

Формирование композиционного состава РОВ прибрежно-шельфовых осадков определяется, прежде всего, природой исходного биогенного материала, поступающего в седиментационный бассейн, и техногенными факторами. Существенное влияние рек, впадающих в кутовые части заливов Амурского и Уссурийского, находит отражение в групповом составе РОВ, в котором основным растворимым компонентом являются гуминовые кислоты (до 41.5% в 2012 г., 2.9÷40.3% в 2013 г.). Это также подтверждается наличием корреляции между содержанием Сорг и пелитовой фракцией (коэффициент корреляции 0.83), количество которой закономерно увеличивается (до 42.8%) в районах речного стока, выносящего в акваторию большое количество тонкодисперсного материала.

В целом концентрация Сорг в исследованных осадках изменяется в диапазоне от 0.3 до 5.1% на грамм сухого осадка, что сопоставимо с полученными ранее значениями Сорг~0.27÷12.74% сухого осадка, в среднем составляющими ~3.05±0.54% для этого района [4]. Битуминозность образцов (β) в среднем варьирует от 4 до 14%. Соотношения полярных (спиртобензольный битумоид – Асп-б) и неполярных (хлороформный битумоид – Ахл) компонентов битумоида указывает на слабо окисленное состояние РОВ, а средняя величина остаточного органического вещества ООВср.~70% говорит о ранней стадии его диагенетического преобразования. В ряде проб с высоким значением β (до 26% в бухтах Золотой Рог и Новик) содержание неполярных компонентов существенно превышает количество полярных (Ахл до 26%, Асп-б≤6.4%), что наряду с низкими величинами ООВ~51.5% может указывать на интенсивное поступление в осадок углеводородов нефтяного ряда.

Изучение состава и распределения биомаркеров в составе алифатической фракции РОВ (изопреноидов, н-алканов, стеранов и гопанов) показало, что их суммарные содержания, выросли на порядок по сравнению с показателями 2012 года. Так, соотношения 2012/2013 гг. составили для н-алканов – 5000/21000 нг/г, для гопанов – 2500/33000 нг/г, для стеранов – 1400/18300 нг/г. В большинстве образцов в составе молекулярных маркеров стабильно доминируют структуры, генетически связанные с наземной растительностью, что указывает на интенсивное влияние речного стока на процесс формирования РОВ осадков. Соотношения изопреноидов и н-алканов свидетельствуют о преимущественно слабо-восстановительных и нейтральных условиях осадконакопления (Пр/Фит≤1), а уровень зрелости биогенного ОВ для большинства проб постепенно снижается (CPI≥2, Кизо>1 , по сравнению с CPI~1÷2, Кизо<1 в 2012 г).

Единообразие в распределении гопановых УВ, являющихся молекулярными маркерами прокариот не позволяет выделить серьёзные генетические различия РОВ в осадках ЗПВ. Наличие в их составе биогенных структур (ββ-биогопанов, гопенов), максимальное содержание которых

обнаружено в осадках Амурского и Уссурийского заливов (до 50 нг/г в 2012 г. и до 260 нг/г в 2013 г.), указывает на постепенный рост процессов микробиальной деструкции УВ в поверхностном слое осадка. При этом суммарное содержание геологически зрелых форм гопанов и стеранов (молекулярные маркеры эукариот) в пробах Амурского и Уссурийского заливов почти на порядок превосходит их количество в отложениях центральной части ЗПВ, что подтверждает доминирующее влияние процессов терригенного стока, а также интенсивный размыв и переотложение более древних отложений под влиянием активных гидродинамических процессов в заливе.

Общей тенденцией, характерной для всех участков акватории, является существенное увеличение содержания ароматических компонентов в воде и осадках бассейна в период с 2012 по 2013 г., при этом их качественный состав также сильно меняется. Наиболее серьёзные изменения наблюдаются в воде открытой части бухты Находка, где появляются отчётливые максимумы в области 260, 296 и 390 нм, что указывает на присутствие би- и полиядерных аренов, зачастую являющихся маркерами техногенного загрязнения. Существенный сдвиг в длинноволновую область зафиксирован в воде, отобранной вблизи острова Путятина, что может указывать на наличие специфических источников поставки загрязняющих веществ и согласуется с зафиксированными в этом районе юго-восточными вдольбереговыми течениями. Пробы воды Амурского, Уссурийского заливов, а также юго-западной и центральной частей ЗПВ более чистые, состав ароматической компоненты близок к фоновым характеристикам (доминируют моно- и би-ароматические структуры).

Молекулярный анализ полиароматических углеводородов (ПАУ) и их алкилированных гомологов (алк) включал в себя идентификацию стандартного набора соединений: Фен – фенантрен, Ант – антрацен, ДБТ – дибензотиофен, Фл – флуорантен, Пир – пирен, Б(а)А –бенз(а)антрацен, Хр – хризен, Б(b, j)Фл – бензо(b, j)флуорантен, Б(k)Фл – бенз(k)флуорантен, Б(e)Пир – бенз(e)пирен, Б(а)Пир – бенз(а)пирен, Пер – перилен, ИндПир – индено(1,2,3-c,d)пирен, ДБА –дибенз(a,h)антрацен, Б(g,h)Пер – бенз(g,h)перилен, Кад – кадален, Рет – ретен, ТГХ - тетрагидрохризен. Суммарные содержания варьируют преимущественно в пределах 500 нг/г, достигая в центральной части Амурского Залива максимальных значений 1300 нг/г осадка, что на порядок превышает значения, типичные для прибрежно-шельфовых и эстуарно-шельфовых областей [5]. Аномальные концентрации (до 38000 нг/г), приурочены к зонам повышенной техногенной нагрузки (бухта Золотой Рог, западное побережье Уссурийского залива), а их состав указывает на низкий вклад биогенно-диагенетической составляющей в происхождение полиаренов.

В мористой части акватории и зонах умеренной техногенной нагрузки в составе ПАУ обнаружено существенное количество нафтидогенных компонентов – фенантрена (м.м. 178) и его алкилированных гомологов (м.м. 192, 206, 220), соотношение которых свидетельствует о невысоком уровне преобразования вещества (Фен/(Фен+Алк-Фен)~0.4, MPI~0.4). При этом относительные содержания нафтидогенных и пирогенных компонент в осадках не указывают на существенные различия в источниках вещества ЗПВ: (Алк-Фен+Фен+ДБТ+Алк-ДБТ)/ΣПАУ~0.4 и (Σ202+Σ252+Σ276+Σ278)/ΣПАУ~0.4 соответственно. Относительно низкие показатели зафиксированы также для ПАУ, маркирующих вклад высшей растительности (Кад+Рет+ТГХ+Пер)/ΣПАУ~0.06.

В зонах повышенной техногенной нагрузки состав ПАУ выглядит менее однородным. В осадках бухты Золотой Рог доминируют ПАУ нафтидогенного генезиса и высокого уровня зрелости (Фен/(Фен+Алк-Фен)~0.1, MPI~0.6). В проливе вблизи бухты Золотой Рог в результате интенсивного течения уровень их преобразования снижается (Фен/(Фен+Алк-Фен)~0.5, MPI~0.3) на фоне повышенного содержания пирогенных компонентов (Флу/Σ202~0.6). В других зонах повышенной техногенной нагрузки (Бухта Находка, бухта Анна, прибрежная часть Уссурийского Залива) фиксируются повышенные концентрации антрацена, а также флуорантена и бенз(а)антрацена (Σ202+Σ252+Σ276+Σ278)/ΣПАУ~0.5), являющихся высоко токсичными веществами, что при общем относительно низком уровне зрелости (MPI1≤0.5) свидетельствует о поступлении в осадок свежего ОВ техногенного генезиса.

Таким образом, формирование фона РОВ в воде и осадках Залива Петра Великого происходит под действием факторов, как естественного, так и техногенного характера. При этом в зонах повышенной техногенной нагрузки отмечается интенсификация поступления углеводородов нефтяного ряда, что приводит к аномалиям в содержании и составе РОВ, молекулярный состав которого свидетельствует о значительном уровне загрязнения акватории и низкой скорости процессов его биоремедиации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Наумов Ю.А. Антропогенез и экологическое состояние геосистемы прибрежно-шельфовой зоны залива Петра Великого Японского моря. – Владивосток: Дальнаука, 2006.– 300 с.

2. Куршева А.В., Литвиненко И.В., Петрова В.И., Галишев М.А. Спектрофлуориметрическое изучение ароматический углеводородов в донных отложениях и водной толще западного сектора арктического региона // Океанология. – 2009. – Т.49, №5. – С. 707-714.

3. Петрова В. И. Батова Г.И., Куршева А.В. и др. Органическое вещество донных осадков Обской губы: распределние, природа, источники // Геохимия. – 2010. – №2. – С. 1–13.

4. Moshchenko A.V. Belan T.A., Oleynik E.V. Influence of contamination on soft-bottom communities in Peter the Great Bay, Sea of Japan: choice of variables. Ecological Studies and the State of the Ecosystem of Amursky Bay and the Estuarine Zone of the Razdolnaya River (Sea of Japan). – Vladivostok: Dalnauka, 2009.– V. 2.– 332 p.

5. Петрова В. И. Батова Г.И., Куршева А.В. и др. Геохимия полициклических ароматических углеводородовдонных осадков восточно-арктического шельфа // Океанология. – 2008. – Т.48. – №.2. – С. 215-223.

I.P. Morgunova, A.S. Golosnoy, D.O. Doronin, N.P. Konstantinova, N.U. Grebenkina, K.N. Shibakova, V.A. Scherbakov

PETROLEUM HYDROCARBONS IN WATER AND BOTTOM SEDIMENTS OF THE PETER THE GREAT BAY (THE SEA OF JAPAN): RESULTS OF MULTI-YEAR MONITORING

Group and molecular composition of the dispersed organic matter in the bottom sediments of the Peter the Great Bay (the Sea of Japan) was studied. Received results and anomalies, identified in its distribution, common with the molecular markers composition testify to the big amount of technogenous components in its structure, the high level of environmental pollution and the slow bioremediation process.

УДК 574.64

К.А. Новоселов, В.С. Горенькова

Научный руководитель: Рагулина И.Р., к.г.н., доцент кафедры безопасности мореплавания
ФГБОУ ВО «КГТУ» БГАРФ, Калининград, Россия
press@bgarf.ru

АНАЛИЗ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ СОДЕРЖАНИЯ НЕФТЕПРОДУКТОВ В АКВАТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «КРАВЦОВСКОЕ»

В данной работе были изучены: основные источники загрязнения нефтепродуктами Балтийского моря (в акватории месторождения «Кравцовское»). Также была изучена сезонная изменчивость содержания нефтепродуктов в данной акватории и проведен анализ динамики содержания нефтепродуктов в морской воде указанного месторождения.

Экологическое состояние Балтийского моря уже на протяжении многих десятилетий является актуальной темой для исследований. Это объясняется многими причинами, начиная с больших антропогенных нагрузок, которые повлекли за собой серьёзные экологические нарушения. Достаточно большое количество исследовательских данных ежегодно представляет общую картину экологической обстановки Балтийского моря, которое в свою очередь отличается динамичными процессами и нестабильным распределением массо- и энергообмена. Именно поэтому для точного анализа выбран ареал, включающий в себя прибрежную зону Калининградской области, акваторию, которая перспективна с точки зрения нефтедобычи. Здесь, в Балтийской нефтеносной провинции, разведаны десятки мест скопления углеводородов, большинство из них представляют собой нефтяные запасы. В будущем это приведёт к еще большему увеличению объемов работ по добычи нефти, а значит и к увеличению антропогенной нагрузки на регион.

Объектом нашей работы является содержание нефтепродуктов в морской среде и донных осадках месторождения «Кравцовское». Предмет: изучение сезонной динамики содержания нефтепродуктов. Цель: выявить сезонную динамику содержания нефтепродуктов в районе месторождения «Кравцовское».

Нефтяное месторождение «Кравцовское» (Д-6) было открыто в 1983 году и находится в 22.5 км от побережья Калининградской области. Геологические запасы нефти категорий С1+С2 месторождения «Кравцовское» составили 21.5 млн. тонн [2].

Основными источниками загрязнения моря нефтепродуктами являются: деятельность морского транспорта, аварийные ситуации с длительными последствиями, сток речных вод и вторичное загрязнение (взмучивание донных осадков, насыщенных нефтепродуктами) [1]. Для Калининградской области актуальные причины – это судоходство; сток речных вод, впадающих в Балтийское море (р. Зеленая, р. Светлогорка, р. Забава, р. Алейка, р. Чистая, канал Медвежий) и трансграничный перенос со стороны Польши и Литвы. Загрязнение обусловлено не только замкнутым положением моря и затруднённым водообменном с открытой частью океана, но также интенсивным судоходством и высоким уровнем экономического развития прибрежных стран моря [5].

По данным содержания нефтепродуктов в морской воде (рис. 1) была построена диаграмма (рис. 2) межгодовой сезонной динамики средних концентраций нефтепродуктов в морской воде. С её помощью можно проанализировать возможные источники поступления нефтяного загрязнения и выявить сезонные закономерности их распределения именно для данной акватории.

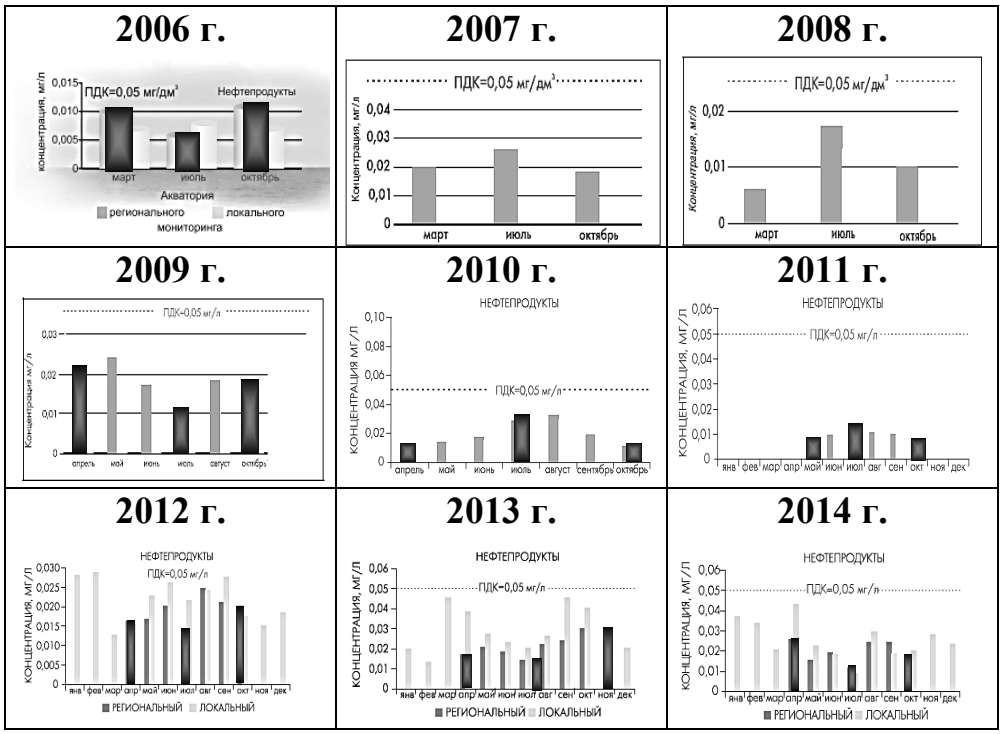


Рис. 1. Сезонное изменение средних по району регионального мониторинга значений содержания нефтепродуктов в морской воде [6]

По данным содержания нефтепродуктов в морской воде (рис. 1) была построена диаграмма (рис. 2) межгодовой сезонной динамики средних концентраций нефтепродуктов в морской воде. С её помощью можно проанализировать возможные источники поступления нефтяного загрязнения

и выявить сезонные закономерности их распределения именно для данной акватории.

Для анализа динамики следует рассмотреть каждый из сезонов в отдельном случае, так как для каждого времени года характерны свои природные и антропогенные воздействия на концентрацию нефтепродуктов в морской воде. Изначально можно отметить, что концентрация нефтепродуктов в среднем не превышала ПДК в течение всего времени проведения мониторинга. Однако колебания, хоть и не существенные, присутствуют, что свидетельствует о нестабильности и динамичности процессов, происходящих в Балтийском море (район месторождения «Кравцовское»).

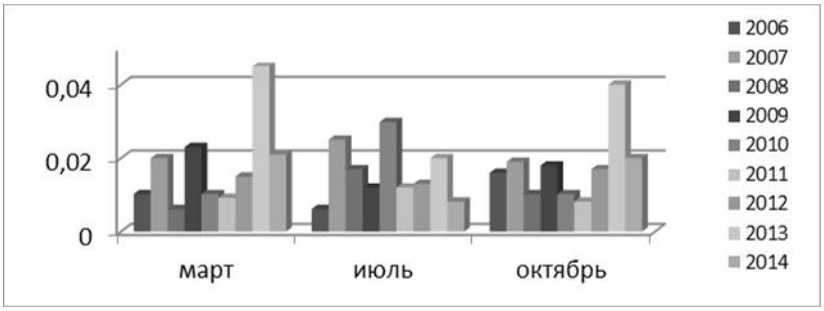


Рис. 2. Межгодовая сезонная динамика средних концентраций нефтепродуктов в морской воде в точках регионального мониторинга месторождения «Кравцовское» за период 2006-2014 года. [6]

Из рис. 2 видно, что весной и осенью 2013 года были резкие повышения концентрации нефтепродуктов (0.04 – 0.045 мг/дм^3) против среднего значения (0.15 – 0.02 мг/дм^3). Это связано с тем, что 9 марта 2013 года на спутниковом снимке поверхности моря вблизи морской ледостойкой стационарной платформы было замечено нефтяное пятно. Согласно обратному модельному прогнозу дрейфа пятна явились два неизвестных судна, находившихся неподалеку. Из этого можно сделать предположение, что именно они и стали причиной повышения концентрации нефтепродуктов в этот год.

Анализ содержания нефтепродуктов в морской воде в весенний период (март) за 2006-2014 года.

В весенний период максимальное по району мониторинга значение было 0.044 мг/л в 2013 году, а минимальное в 2008 году – 0.005 мг/л. В холодный сезон соленость верхних слоёв моря несколько повышается вследствие сокращения речного стока и осолонения при ледообразовании. Данный факт также может быть причиной накопления нефтепродуктов в холодное время года, так как известно, что нефтепродукты труднее растворяются в более плотных солёных водах, и дольше пребывают в плёночном состоянии [3]. Благоприятное влияние на нефтепродукты в 2006 году, возможно, оказали

господствующие в зимний период восточные ветра, которые способствовали поверхностному течению рассеивать нефтепродукты в сторону открытого моря, делая вынос веществ на протяжении всего сезона более-менее стабильным.

Анализ содержания нефтепродуктов в морской воде в летний период (июль) за 2006-2014 года

Известно, что особенно активный энерго- и массообмен происходит на прибрежных участках морских экосистем, особенно в летнее время года. На протяжении всего периода мониторинга (за исключением 2006 и 2014 года) летняя концентрация нефтепродуктов по сравнению с другими сезонами самая высокая. Данный факт связан в первую очередь с антропогенным воздействием. [4]

С наступлением теплого времени года увеличивается рост судоходства по сравнению с другими периодами) по всему Балтийскому морю, что приводит к повышенному содержанию нефтепродуктов в воде. С установлением летнего типа циркуляции увеличивается повторяемость из года в год западных ветров, которые являются одним из факторов формирования поверхностных течений – они и привносят своим движением нефтепродукты из центральных районов Балтийского моря в Гданьский бассейн. Из благоприятных факторов в летнее время года можно отметить, что большее количество солнечных дней и уменьшение облаков (по сравнению с зимним сезоном) увеличивает фотолитическую скорость ассимиляции нефтепродуктов в морской воде. В летний период максимальное по району мониторинга значение было 0.029 мг/л в 2010 году, а минимальное в 2006 году – 0.005 мг/л.

Анализ содержания нефтепродуктов в морской воде в осенний период (октябрь) за 2006-2014 года

В осенний период максимальное по району мониторинга значение было 0.039 мг/л в 2013 году, а минимальное в 2011 году – 0.007 мг/л. Осенний период отличается относительно равномерным содержанием нефтепродуктов от 0.06 мг/л до 0.020 мг/л, с тенденцией уменьшения от летнего периода (рис. 5). Это связано в первую очередь с уменьшением антропогенной нагрузки на прибрежные районы акватории, снижением судоходства, увеличением атмосферных осадков, сильных ветров, волновых процессов и растворённого кислорода. [4]

Заключение

В результате проведения этой работы были изучены: основные источники загрязнения нефтепродуктами Балтийского моря (в акватории месторождения «Кравцовское»); сезонная изменчивость содержания нефтепродуктов в данной акватории и был проведен анализ динамики содержания нефтепродуктов в морской воде данного месторождения.

Итак, основными источниками загрязнения моря нефтепродуктами в Калининградской области являются: судоходство; сток речных вод впадающих в Балтийское море (р. Зеленая, р. Светлогорка, р. Забава, р. Алейка, р. Чистая, канал Медвежий) и трансграничный перенос со стороны Польши и Литвы. [5]

Из основных факторов, влияющих на динамику нефтепродуктов в весенний период можно отметить:

– низкие фотолитические, химические и биологические способности холодной воды к самоочищению, увеличение солёности воды, наличие ледяного покрова в прибрежных зонах – всё это ведёт повышению концентрации нефтепродуктов;

– результирующие восточные ветра в течение сезона оказывают благоприятное воздействие на рассеивание концентрации нефтепродуктов в сторону открытого моря;

– сокращение речного стока, снижает концентрацию нефтепродуктов;

– ледовый покров в прибрежных районах препятствует поступлению солнечной радиации для растворения и разложения нефтепродуктов.

Для летнего периода основными особенностями, которые влияют на содержание нефтепродуктов, являются:

– антропогенная нагрузка в прибрежных зонах: увеличение деятельности морского транспорта по сравнению с другими периодами, усиление концентрации нефтепродуктов в водотоках, впадающих в Балтийское море, преобладание западных ветров – всё это приводит к повышению содержания нефтепродуктов в морской воде.

Осенний период связан с уменьшением антропогенной нагрузки на прибрежные районы акватории, со снижением уровня судоходства, увеличением атмосферных осадков, сильных ветров, волновых процессов, которые способствуют рассеиванию нефтепродуктов, а повышение содержания растворённого кислорода способствует окислению нефтепродуктов. Таким образом, видно, что летом концентрация нефтепродуктов несколько выше, чем весной или осенью. Весной и осенью содержание нефтепродуктов различается не сильно. А высокое содержание нефтепродуктов в 2013 году (весной и осенью) обусловлено нефтяным пятном, появление которого связано с судоходством [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. АКВА-региональные особенности загрязнения Балтийского моря углеводородами / Н.М. Юденкова

2. Геология и полезные ископаемые шельфа Балтийского моря / Блажчишин А.И. Ефимов А.Н.
3. Нефть и окружающая среда Калининградской области / В.В. Сивков, Ю.С. Каджоян, О.Е. Пичужкина.
4. Обзор результатов мониторинга морского нефтяного месторождения «Кравцовское» (Д-6) / О. Е. Пичужкина, В.В. Сивков
5. Предупреждение и ликвидация аварийных разливов нефти и нефтепродуктов / Ю.Л. Воробьев, В.А. Акимов
6. http://www.lukoil-kmn.com/ecology

Novoselov K.A., Gorenkova V.S.

BFFSA, Kaliningrad, Russia

SEASONAL DYNAMICS OF OIL FIELD IN THE WATERS "KRAVTSOVSKOYE"

In this work we studied: the deep structure «Kravtsovskoye» field; identifying chemical composition and characteristics of the oil; the main sources of pollution of the Baltic Sea oil. Also, seasonal variation of oil content in the water area of the deposit «Kravtsovskoye» has been studied and analyzed the dynamics of the oil concentration in the seawater of the field.

УДК 597.556.333.1: 591.9(282.247.35)

Р.Е. Прищепа, Е.П. Карпова

ФГБУН «Институт морских биологических исследований им. А.О. Ковалевского РАН», г. Севастополь
prishchepa.raisa@yandex.ru

ОСОБЕННОСТИ РАЗНООБРАЗИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ БЫЧКОВЫХ РЫБ (GOBIIDAE) В УСТЬЕ Р. ДОН

Рассматривается современное состояние бычковых рыб устья р. Дон и авандельты, приводятся данные об их видовом разнообразии, распределении, численности и биомассе на различных участках в исследуемом регионе.

Ключевые слова: Gobiidae, эндемик, вселенец, разнообразие, распространение.

В настоящее время ранее одни из самых рыбопродуктивных водоемов в Мировом океане (Азовское море и впадающая в него река Дон) претерпевают негативные последствия крупномасштабной хозяйственной деятельности человека [1]. Ряд исследований, ведущих рыбохозяйственных институтов России посвящен изучению состояния запасов прежде всего промысловых видов, однако немало работ обращены и к уточнению состояния ихтиофауны бассейна Дона в целом. [1, 2, 3, 4, 5]

Большинство представителей семейства бычковых Gobiidae, как правило ведут оседлый донный образ жизни, не совершают длительные миграции, населяют морские, солоноватые и пресные водоемы. Особенностью фауны бычковых Азово-Донского региона является высокий уровень ее эдемизма, как самобытной солоноватоводной понто-каспийской ассоциации рыб. С другой стороны ряд видов бычковых рассматриваемого региона являются важными объектами промысла местного промышленного рыболовства. В связи с этим изучение особенностей распространения, распределения, биологии и других аспектов имеют как теоретическое, так и практическое значение. Для решения некоторых из этих задач в июле и сентябре 2015 года были осуществлены экспедиционные исследования дельты реки Дон и прилежащей к ней акватории восточной части Таганрогского залива.

Район исследований включал различные по своим гидрологическим характеристикам и антропогенной нагруженности участки дельты реки Дон. Облов проводился в протоках Свиное гирло, Мериновое гирло, Сухая Каланча и судоходном русле, а также в Таганрогском заливе (в районе авандельты и юго-восточной части). (рис. 1). Сбор ихтиологического материала осуществлялся в ходе совместных экспедиций ИМБИ и ЮНЦ

РАН в июле и сентябре 2015 г. Облов проводили при помощи буксируемого бимтрала шириной 2 м с ячеей 10 мм в июле и с использованием в бимтрале мелкоячейной (ячея 3 мм) вставки в сентябре. Глубина тралений составляла от 0.4 м (в устьевой части) до 4.6 м (Таганрогский залив). Замерялась дистанция тралений для дальнейших расчетов удельной численности и биомассы рыб. Помимо этого, для уточнения видового состава, использовали данные обловов волокушей, подхватом и раколовками. Установление видовой принадлежности проводили по определителям [5, 6, 7].

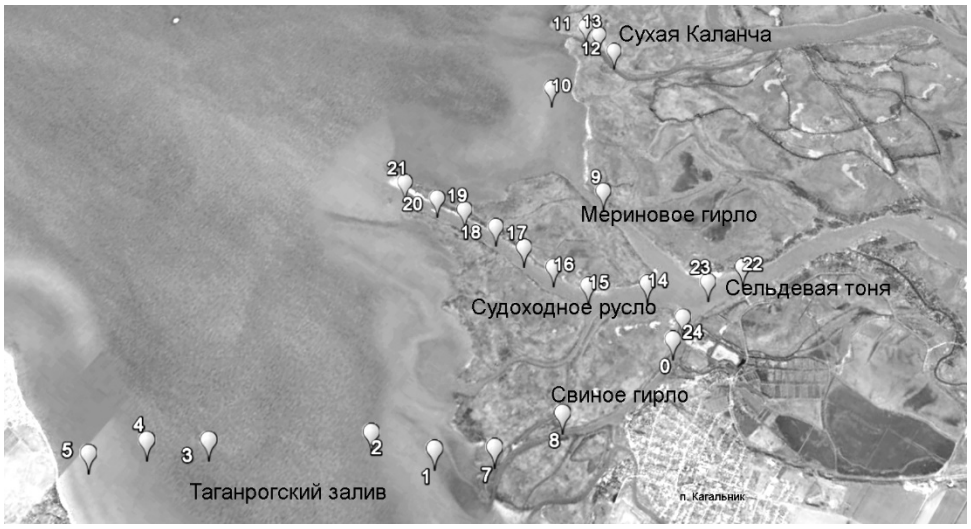


Рис. 1. Схема станций отбора проб в устье р. Дон и Таганрогском заливе

Часть собранного материала зафиксирована с помощью 4% раствора формальдегида и отправлена в ихтиологическую коллекцию ФГБУН «Институт морских биологических исследований им. А.О. Ковалевского РАН» для дальнейших морфологических исследований.

Бычковые рыбы являются одними из основных ценообразующих видов сообществ рыб дельты реки Дон и Таганрогского залива. В разные периоды их видовой состав в Азово-Донском регионе менялся, и к настоящему времени, согласно ранее опубликованным данным, семейство представлено 11 видами, принадлежащими 5 родам [4]: азовская пуголовка *Benthophilusmagistri*Iljin, 1927; звездчатая пуголовка *Benthophilusstellatus* (Sauvage, 1874); каспиосома *Caspiosomacaspium* (Kessler, 1877); длиннохвостая книповичия *Knipowitschialongecaudata* (Kessler, 1877); бычок-рыжик *Neogobiuseurycephalus* (Kessler, 1874); бычок-песочник *Neogobiusfluviatilis* (Pallas, 1814); бычок-гонец *Neogobiusgymnotrachelus* (Kessler, 1857); каспийский бычок-головач *Neogobiusgorlap*IljininBerg, 1949; бычок-кругляк *Neogobiusmelanostomus* (Pallas, 1814); бычок-сирман *Neogobiussyrman* (Nordmann, 1840); бычок-цуцик *Proterorhinusmarmoratus* (Pallas, 1814).

Помимо нативных видов бычков в последнее время в уловах часто отмечается вселенец каспийский бычок-головач, проникший в середине 70-х годов XX века в Волгоградское водохранилище, а затем через Волго-Донской канал в Цимлянское водохранилище, где создал устойчивую популяцию [8]. Бычок неоднократно отмечался разными исследователями в Северском Донце и дельте Дона в районе Нижнего Дона от Кочетовского гидроузла до г. Ростов-на-Дону [9]. Бычок-головач занял те же биотопы, что и аборигенные бычки, и на некоторых исследуемых участках его численность не уступает численности кругляка и песочника [1].

Наши исследования показали другую картину видового разнообразия бычков (табл. 1). Не отмечены были некоторые виды - бычок-рыжик, бычок-цуцик и каспиосома, также крайне редко встречались представители рода *Benthophilus*, так за все время наших исследований было поймано всего 2 экземпляра.

Таблица 1

Видовой состав семейства Бычковые (Gobiidae) устья реки Дон и Таганрогского залива (июль, сентябрь 2015г.)

№	Вид	Район*					
		СГ	ТЗ	СК	СР	СТ	Г
1.	Звездчатаяпуголовка	-	-	+	-	-	
2.	Книповичия длиннохвостая	+	+	-	+	+	
3.	Бычок-песочник	+	+	+	+	+	
4.	Бычок-гонец	+	+	+	+	+	
5.	Бычок-кругляк	+	+	-	+	+	
6.	Бычок-сирман	+	+	+	+	+	
7.	Каспийский бычок-головач	-	-	-	+	-	

*СГ – протока Свиное гирло, ТЗ – Таганрогский залив, СК – протока Сухая Каланча, СР – устье Дона (судоходное русло), СТ – тоня Сельдевая, МГ – протока Мериновое гирло

В уловах бимтрала доля бычковых по численности составляла от 30.2% (в протоке Свиное гирло) до 74.7% (протока Сухая Каланча) в июле, и от 22.1% (протока Свиное гирло) до 93.5% (тоня Сельдевая) в сентябре. По массе в июле доля бычковых в улове составляла от 6.2% (протока Мериновое гирло) до 29.9% (Сухая Каланча), и от 44.3% (Свиное гирло) до 93.5% (тоня Сельдевая) в сентябре.

В целом структура уловов бычковых в июле и сентябре значительно различалась как по численности, так и по массе (рис. 2, 3), что в первую

очередь связано с применением орудий лова с разной ячеей. Заметно выделяется по своим характеристикам сообщество бычковых Таганрогского залива, где преобладающими по численности и массе являются бычки песочник и кругляк. Однако здесь не отмечен бычок сирман, очевидно ввиду его невысокой численности, хотя на всех остальных участках речной системы этот вид составляет заметную долю по численности (до 80%) (рис. 2) и доминирует по массе (рис. 3) за счет своих крупных размеров.

Максимальное видовое разнообразие представителей семейства наблюдалось в протоке Сухая Каланча, наиболее удаленной от источников антропогенного воздействия и отличающейся наличием плотного, слабо заиленного грунта, что может быть довольно важным фактором для донных видов.

Неожиданно высокие показатели обилия длиннохвостой книповичии удалось выявить только при использовании мелкоячейного орудия лова. Ранее никогда не отмечался такой значительный вклад этого вида как по численности (от 53.2 до 94.0%), так и по биомассе (от 2.2 до 29.3%). Являясь зоопланктофагом, он может составлять весомую пищевую конкуренцию молоди ценных видов рыб.

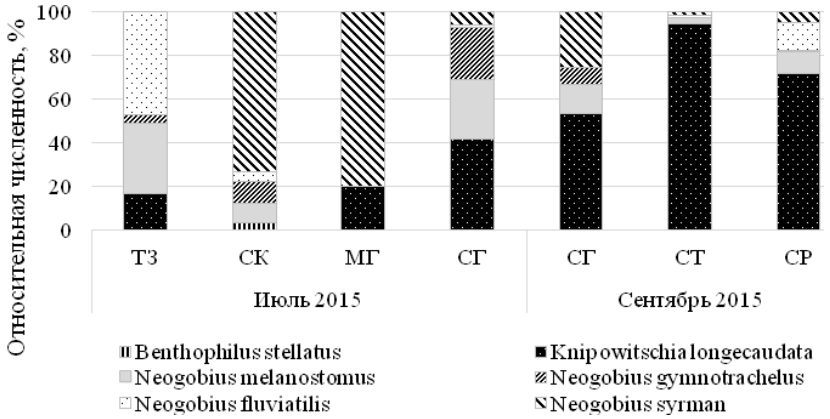


Рис. 2. Относительная численность представителей семейства бычковых на различных участках дельты Дона и в Таганрогском заливе

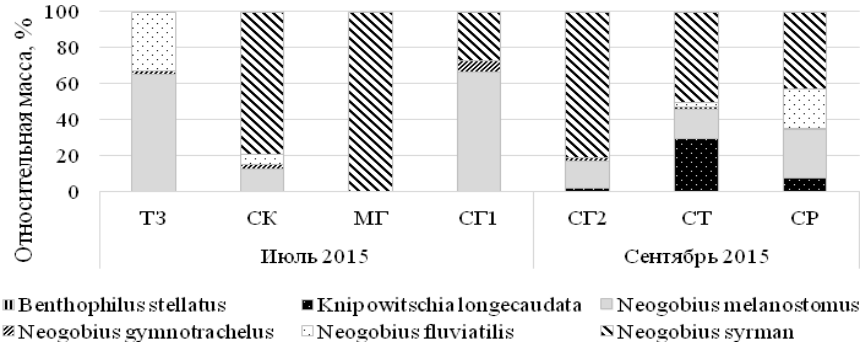


Рис. 3. Относительная масса представителей семейства бычковых на различных участках дельты Дона и в Таганрогском заливе

По удельной численности бычковых в уловах наблюдались колебания: от 34.3 экз./га в Мериновом гирле до 122.7 экз./га в Свином гирле (июль) и от 1069.4 экз./га в Свином гирле до 6727.9 экз./га в Сельдевой тоне (сентябрь). Возрастание удельной численности в осенний период явно связано с селективностью орудий лова.

Удельная масса бычковых в июле составляла от 477.8 г/га до 1491.3 г/га (в Мериновом гирле и Сухой Каланче соответственно), в сентябре эти показатели значительно увеличились - от 4245.1 г/га в судоходном русле Дона до 8324.6 г/га в Свином гирле.

Таким образом, наши экспедиционные исследования в Азово-Донском регионе в летне-осенний период показали, что видовой состав семейства бычковых и показатели их обилия несколько отличаются от ранее зарегистрированных в этом районе. Не отмечены, очевидно ввиду их малой численности некоторые эндемичные представители семейства -азовская пуголовка, каспиосома, а численность и встречаемость звездчатой пуголовки оказалась крайне низкой. Не подтверждены нами также высокая численность и распространение инвазивного вида – каспийского бычка-головача.

Крайне высокие показатели обилия отмечены для мелкого вида – книповичии длиннохвостой, роль которой в трофических цепях сообществ устья реки Дон ранее совершенно не учитывалась.

Авторы выражают искреннюю признательность председателю ЮНЦ РАН академику Геннадию Григорьевичу Матишову, с.н.с. ЮНЦ РАН Старцеву Александру Вениаминовичу и всем сотрудникам ЮНЦ РАН, принимавшим участие в организации и проведении экспедиционных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ихтиофауна Азово-Донского и Волго-Каспийского бассейнов и методы ее сохранения / Под общей редакцией академика Г.Г. Матишова. – Р.-н-Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. – 272 с.

2. Троицкий С.К., Цунникова Е.П. Рыбы бассейнов Нижнего Дона и Кубани: Руководство поопределению видов. – Р.-н.-Д.: Кн. изд-во, 1988. – 112 с.

3. Воловик С.П., Чихачев А.С. Антропогенные преобразования ихтиофауны Азовского бассейна // Сб. науч. тр. АзНИИРХ «Основ. пробл. рыб. хоз-ва и охраны рабохоз. водоемов Азово-Черноморского бассейна». – Р.-н.Д.: 1998. – С. 7–22.

4. Лужняк В.А., Корнеев А.А, Современная ихтиофауна бассейна Нижнего Дона в условиях антропогенного преобразования стока // Вопр. ихтиологии. – 2006. – Т. 46, № 4. – С. 503–511.

5. Манило Л.Г. Рыбы семейства Бычковые (Perciformes, Gobiidae) морских и солоноватых вод Украины. – К.: Наукова думка, 2014. – 243 с.

6. Дирипаско О.А,, Изергин Л.В., Демьяненко К.В. Рыбы Азовского моря / Под ред. Н.Г. Богуцкой. – Бердянск: Изд-во ООО «НПК «Интер-М», г.Запорожье, 2011. – 288 с.

7. Васильева Е.Д., Лужняк В.А. Рыбы бассейна Азовского моря / Е.Д. Васильева, В.А. Лужняк; [гл. ред. акад. Г.Г. Матишов]. – Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. – 272 с., [16] с. ил. – ISBN 978-5-4358-0052-4.

8. Болдырев В.С. Видовой состав бычков (Gobiidae) в Волгоградском и Цимлянском водохранилищах // Рыбохозяйственные исследования в бассейне Волго-Донского междуречья на современном этапе (к 50-летию Волгоградского отделения ГосНИОРХ). – СПБ.: ГосНИОРХ, 2002.– С. 98–102.

9. Биологические инвазии в водных и наземных экосистемах / под ред. акад. РАН А.Ф. Алимова и Н.Г. Богуцкой. – М: Товарищество научных изданий КМК, 2004. – 436 с.–ISBN 5-87317-158-0.

R. Prishchepa, E. Karpova

THE PECULIARITIES OF DIVERSITY AND DISTRIBUTION OF GOBIES (GOBIIDAE) IN THE DON RIVER MOUTH

In this study the current situation of the Don River mouth and avandelt is discussed; the data of diversity, distribution, abundance and biomass of gobies from different areas of the region being studied are provided.

УДК 504.054

З. Ю. Реджепова, И.А. Немировская

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва
rejepowa@yandex.ru, nemir@ocean.ru

ПРИРОДНЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ УГЛЕВОДОРОДЫ В ВОДАХ И ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Изучено распределение и состав углеводородов (УВ) – алифатических и полициклических ароматических в поверхностных водах в растворенной и взвешенной формах и в донных осадках. Установлено, что повышенные концентрации алифатических УВ вызваны в основном естественными природными процессами. Это подтверждает состав УВ, в которых доминируют природные гомологи. Проведено сравнение геохимического барьера река-море для Северной Двины (2011-2015 гг.), Оби (2007 г.), Енисея (2011г.) и Лены (2015 г.). Показано, что нефтяные УВ, выносимые реками, оседают в зоне река-море, и не попадают в открытые морские воды.

Ключевые слова: углеводороды, поверхностные воды, взвесь, донные осадки, барьер река-море.

Состояние окружающей среды Арктики до сих пор остается фрагментарно изученным и вызывает нарастающую озабоченность в связи с образованием «горячих точек», в которых масштабы деградации естественных экосистем достигли опасных значений. Считается, что в этих районах произошло изменение качества среды на фоновом уровне, а концентрации загрязняющих веществ существенно превышают допустимые нормы. Специфика Арктики такова, что серьезные локальные загрязнения могут при определенных условиях приобретать региональный и даже циркумполярный характер, несмотря на то, что хозяйственная деятельность на акваториях арктических морей пока невелика. В данной работе обобщены результаты исследования алифатических углеводородов (АУВ) и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в воде и донных осадках, полученных в устьевых областях Северной Двины, Оби, Енисея и Лены в 2007-2015 гг.

Воды окраинных морей Белое, Баренцево, Печорское, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское можно отнести к эстуарно-шельфовым районам, так как они находятся под влиянием рек: Северная Двина, Обь, Енисей, Лена, Печора и др. До последнего времени считалось, что решающий вклад в суммарное поступление нефтяных УВ в моря Арктики принадлежит речному стоку, благодаря которому потоки нефти могут исчисляться десятками и сотнями тысяч тонн в год [1]. Действительно, согласно полученным данным, наиболее высокий диапазон концентраций АУВ

приурочен к устьевым областям рек (рис. 1), с удалением в пелагиаль их содержание резко снижалось. Геохимический барьер река─море (маргинальный фильтр [2]), играет важнейшую роль в судьбе речного стока. По модели акад. Лисицына] маргинальный фильтр делится на три части: 1) область гравитационного осаждения (выпадение основной части песчаных и крупноалевритовых фракций); 2) область коллоидно-дисперсная, где происходит – сорбция и десорбция; 3) внешняя – биологическая область, где с просветлением воды возрастает продуктивность морских вод. Взвеси, поступающие с реками, обогащены различными соединениями, и становятся своеобразными "геохимическими ловушками", способствующими аккумуляции компонентов речного стока, в том числе и антропогенных [2].

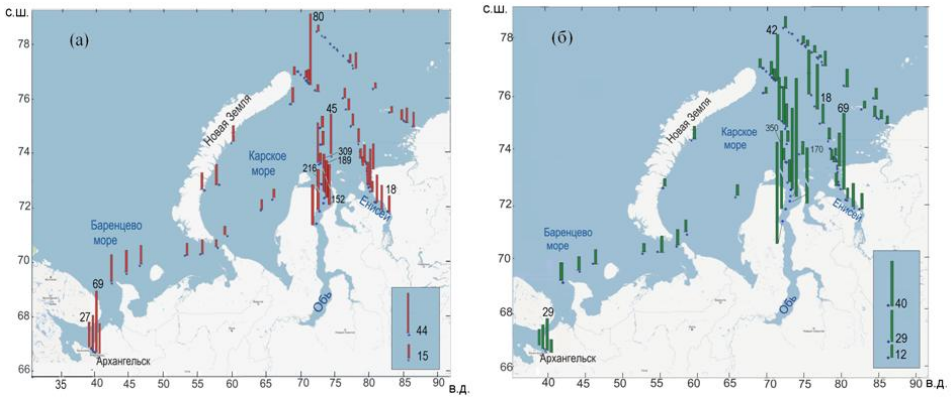


Рис. 1. Распределение алифатических УВ (мкг/л) во взвешенной (а) и растворенной (б) формах в поверхностных водах по маршруту 59 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь 2011 г.); для сравнения приведено распределение УВ в устье Оби в сентябре 2007 г.

В устье Северной Двины по направлению к Белому морю содержание АУВ уменьшалось во взвеси в 2.3 раза от 32 до 69 мкг/л (2011 г., рис. 1) и в 5 раз: от 161 до 29 мкг/л (2015 г.). В донных осадках рукавов дельты Северной Двины во время половодья, несмотря на довольно постоянный их литологический состав (преобладала песчано-алевритовая фракция), наблюдалась высокая дисперсность данных как для АУВ (13.1─329.4, средняя 105.7, σ=73.4 мкг/г), так и $C_{орг}$ (0.015─3.31%, средняя 1.02, σ=2.98%). Обусловлено это, множественностью источников поступления органических соединений (ОС). Для всего массива данных гранулометрический фактор при распределении ОС оказывает основное влияние, так как в целом наблюдалась зависимость между распределением изучаемых соединений и влажности осадков, $C_{орг}$ и АУВ: $r(C_{орг}─АУВ)=0.81$. Это может свидетельствовать как об одинаковых путях поступления природных и антропогенных соединений в донные осадки, так и о быстрой трансформации нефтяных УВ.

В морских донных осадках фоновые концентрации АУВ обычно ниже 50 мкг/г в илистых и 10 мкг/г в песчанистых, а их доля в составе $C_{орг} \leq 1\%$

[3]. В составе алканов донных осадков дельты Северной Двины, как во время межени, так и во время половодья даже при высоких концентрациях доминировали терригенные гомологи.

Концентрации ПАУ в устье Северной Двины во время половодья также были высокими. Увеличение концентраций антропогенных ПАУ (особенно высокомолекулярных пирогенных) в осадках рукавов Северной Двины отмечено и не только во время половодья, но и летней межени. В центральной части Двинского залива при повышенном содержании ПАУ (≥100 нг/г) маркеры в их составе указывали на природный генезис.

В Карском море максимальный градиент концентраций АУВ в поверхностных водах приурочен к устьевой области р.Обь: для $АУВ_р$ ─ 6─291 мкг/л, а для $АУВ_в$ ─ 10─310 мкг/л. Флуктуации в содержании АУВ наиболее значительны в диапазоне солености 0.05─9.3 епс, что соответствует летнему состоянию маргинального фильтра арктических морей.

На разрезе р. Енисей – Карское море аккумулирование АУВ в донных осадках, так же как и в поверхностных водах, происходило в физико-химической области маргинального фильтра (рис. 2), где их концентрации достигали в поверхностном слое осадков 32 мкг/г (ст. 5018). На конечных станциях разреза их содержание отличалось незначительно: 8.4─7.3 мкг/г. Распределение маркеров в составе алканов осадков показало близкий состав УВ в различных частях разреза. Преобладалисоединения генетически связанные с наземной растительностью: отношение $\sum C_{(12-24)}/\sum C_{(25-35)}<1$, а величина CPI>1. Доминировали нечетные гомологи C_{25}─C_{31}, н-алканы преобладали над изопреноидами (пристаном, фитаном). В физико-химической зоне маргинального фильтра р. Енисей величина CPI достигла значения 4.21 (ст. 5019). Напротив, в биологической зоне (ст. 5026) повышена доля низкомолекулярных гомологов, среди которых доминировал алкан фитопланктона н-C_{17}, а значение CPI снижалось до 2.4.

В устьевой области Енисея концентрации как АУВ, так и ПАУ изменялись в меньшем диапазоне, чем в устье Оби. Такое различие связано с характером пород, слагающих бассейны водосбора этих двух рек. В отличие от Оби, сток Енисея зарегулирован, в результате произошло снижение поступления наносов более чем в 2 раза.

В открытых водах Карского моря и моря Лаптевых в 2015 г. диапазон концентраций АУВ был даже ниже фонового содержания для открытых океанских вод - 10 мкг/л, что, скорее всего, обусловлено низкой биологической продуктивностью этих морей. В устье р. Лены концентраций АУВ изменялись в меньшем диапазоне, чем устьевых областях Оби и Енисея: 21–4 мкг/л (рис. 3).

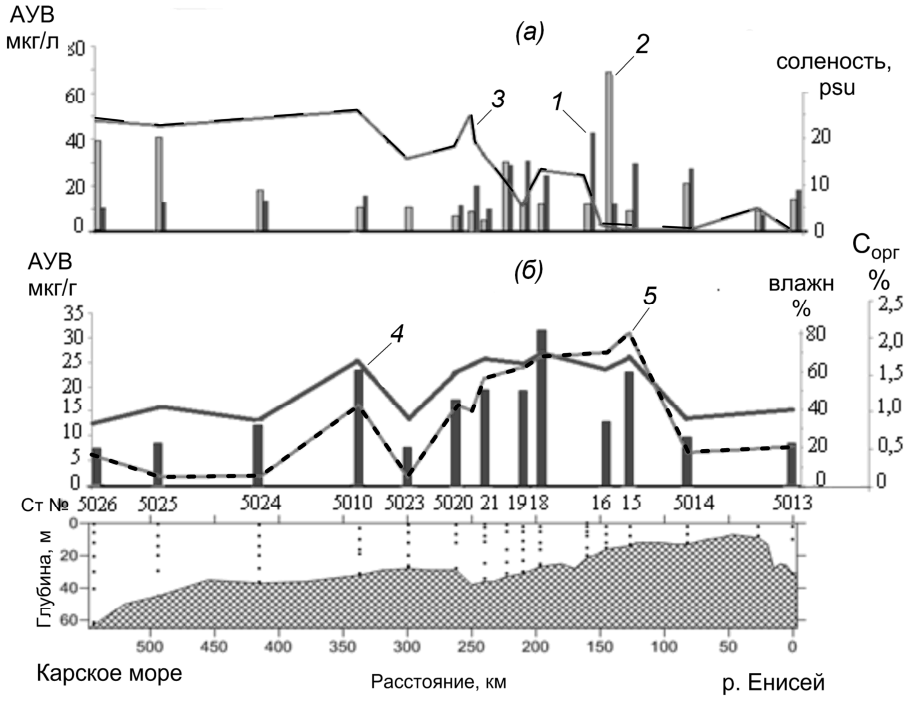


Рис. 2. Распределение на разрезе р. Енисей ─ Карское море в поверхностных водах концентраций (а) ─ АУВ в растворенной (1), взвешенной (2) формах и солености (3), (б) ─ АУВ (столбцы), влажности (4), $C_{орг}$ (5) в донных осадках (2011г).

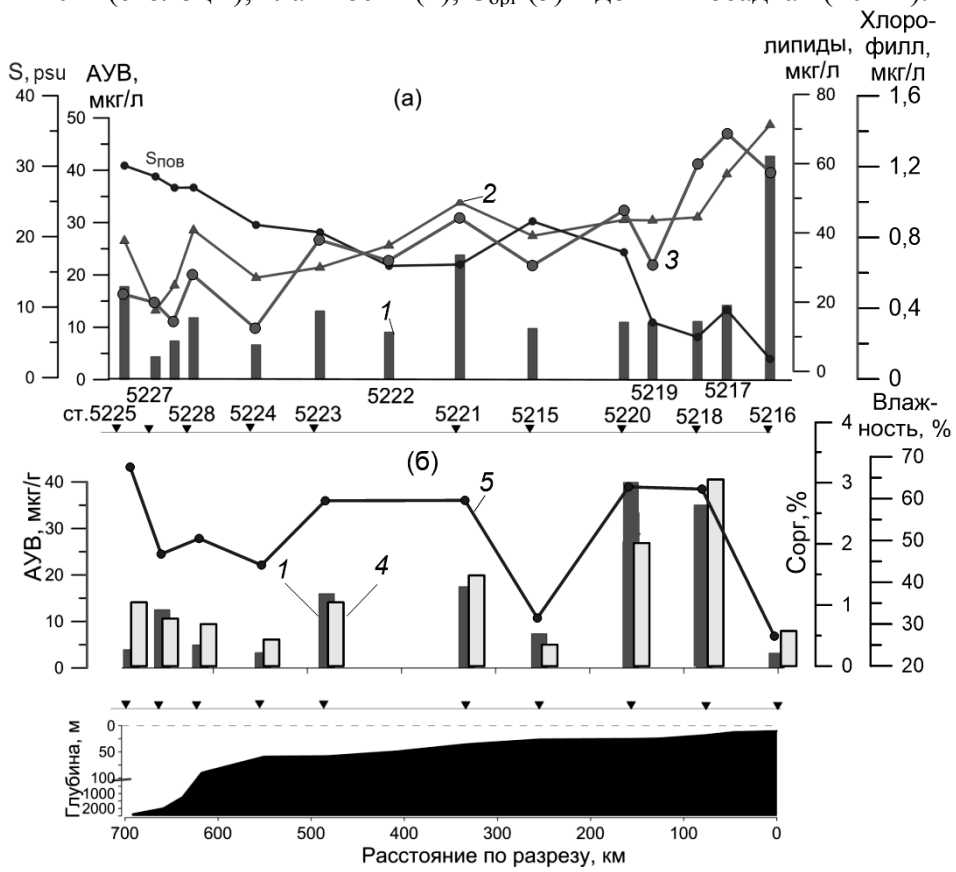


Рис. 3. Распределение на разрезе р. Лена - море Лаптевых в 2015г: в поверхностных водах во взвеси (а) ─ АУВ (1), липидов (2), хлорофилла (3) и солености и в донных осадках (б) ─ АУВ (1), Сорг (4) и влажности (5).

Здесь так же с увеличением солености содержание АУВ резко уменьшалось, а потом изменялись в меньшей мере. Концентрирование АУВ в донных осадках, как и в поверхностных водах, происходит в коллоидно-дисперсной области маргинального фильтра станций 5218-5220. В пелагиаль моря Лаптевых поступают сравнительно чистые воды.

На основании данных по количеству поступившей нефти и количеству УВ в различных морских объектах, а также учитывая, что сырая нефть содержит в среднем 5.8% н-алканов и 4.7% ПАУ была сделана оценка потоков алканов и ПАУ в моря Арктики [4]. Согласно этому, количество нефтяных УВ, поступающих при добыче, транспортировке и потреблении нефти, значительно ниже, по сравнению с поступлениями от природных просачиваний. В Арктике даже в прибрежных водах все еще сохраняется относительно чистая окружающая среда. Учитывая преимущественно природный состав в воде и донных осадках исследованных районов, можно заключить, что маргинальные фильтры рек справляются с поступающими загрязнениями. Поэтому вывод о том, что реки являются основным источником нефтяного загрязнения шельфа арктических морей, явно преувеличен.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14–05–00223), Совета по грантам Президента РФ и государственной поддержке ведущих научных школ (НШ-618.2012.5), программы фундаментальных исследований Президиума РАН №3 "Биогеохимические исследования…". и гос. задания 0149-2014-0038 "Геолого-геохимические исследования…"

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Диагностический анализ состояния окружающей среды арктической зоны Российской Федерации (расширенное резюме) М.: Научн. мир, 2011. 124 с.

2. *Лисицын А.П.* Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли. Мировой океан Т.2. М.: Науч. мир, 2014. С. 331–571

3. *Немировская И.А*Изменчивость концентраций и состава углеводородов во фронтальных зонах Карского моря // Океанология. 2015. № 4. С.497-507

4. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Persistent organic pollution in the Arctic. –Oslo: AMAP, 2007. – Chapter 4. – 87 p.

RedzhepovaZ. U., Nemirovskaya I.A.

NATURAL AND ANTHROPOGENIC HYDROCARBONS IN ECOSYSTEM OF ARCTIC SEAS

Data on the distribution and composition of hydrocarbons (hcs) - aliphatic and polycyclic aromatic in surface waters in dissolved and suspended forms, and in bottom sediments. It was found that increased concentrations of aliphatic hydrocarbons caused mainly by natural processes. It is confirmed by the composition of the hydrocarbons, in which natural homologues dominate. A comparison of the marginal filter of the rivers north dvina (2011-2015), ob (2007), the Yenisey (2011) and Lena (2015) is realized. It is shown that petroleum hydrocarbons that are brought by rivers, settle in the area of river-sea, and do not pass into the open waters of the sea.

УДК 551.465.7: 504.42

К.А. Слепчук, Т.В. Хмара

Морской гидрофизический институт РАН, г.Севастополь
b.kirra@inbox.ru

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ МОДЕЛЕЙ ДИНАМИКИ ШЕЛЬФОВЫХ ЭКОСИСТЕМ

Показана возможность применения оптимизационного метода Хука-Дживса для калибровки одномерного варианта биогеохимического блока модели качества вод. Обсуждается использование трехмерного варианта гидродинамического блока модели для описания гидроэкологического режима Севастопольской бухты.

Ключевые слова: *биогеохимическое моделирование, калибровка биогеохимической модели, течение, пассивная примесь, Севастопольская бухта.*

Длительное загрязнение прибрежной полосы моря от различных источников (хозяйственно-бытовые и ливневые стоки, стекающие с населенных, промышленных и сельскохозяйственных территорий, речной сток, морской транспорт и пр.) часто приводят к необратимым воздействиям на морскую среду и представляют большую опасность для здоровья людей при использовании акватории в целях рекреации. При этом без исследования гидрологического и гидрохимического режимов прибрежных вод изучить поведение загрязняющих веществ и влияние различных источников загрязнения на экологическое состояние морской среды не представляется возможным.

Чтобы контролировать качество водной среды, необходимо использовать математическое моделирование. Задача заключается в отработке методов калибровки параметров математической модели качества морских вод, включая сбор необходимой для этого исходной информации, и приемов использования модели для получения практически значимых результатов.

Созданию математической модели, как правило, предшествует экологический мониторинг исследуемой экосистемы и целый ряд специализированных экспериментов для оценки интенсивности связей между компонентами экосистемы [1]. Требуются натурные наблюдения из различных областей знаний: гидрофизики, гидрогеологии, гидрохимии, гидробиологии, метеорологии, которые выполняются на основе различных методик с разной точностью и дискретностью. Не всегда эти натурные наблюдения выполнены в достаточном количестве в разных точках пространства. Применение математического моделирования позволяет не

только восполнить пробелы в точках отсутствия натурных данных, но и осуществить модельную оценку состояния экосистемы в условиях изменчивости ее компонентов. Кроме того, математическое моделирование позволяет получить прогноз эволюции экосистемы при взаимном влиянии природно-климатических и антропогенных факторов.

На начальном этапе моделирования функционирования шельфовых экосистем берется упрощенный вариант модели, который отражает изменчивость наиболее значимых компонент экосистемы [2]. Без учета определенных процессов, протекающих в экосистеме, невозможно достоверно описать реальные экологические ситуации. такие модели легче поддаются калибровке и верификации, а получаемые с их помощью результаты могут быть однозначно проинтерпретированы с точки зрения изучения причинно-следственных связей.

Комплексные многоцелевые пространственно-разрешающие модели качества морских вод состоят из следующих блоков: численная гидродинамическая модель, блок переноса примеси, блок самоочищения от загрязняющих веществ, блок эвтрофикации и кислородного режима.

Для прогноза динамики экологических параметров среды использовалась модель качества вод *MECCA* (*Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment*) [3].

В соответствии с принципами осреднения, модель может иметь различную пространственно-временную разрешающую способность. Расчет с использованием трехмерной прогностической модели водной экосистемы требует значительных затрат машинного времени. Поэтому на начальном этапе используется одномерный (с разрешением по вертикали) вариант, где все данные осреднены в одной точке при средней глубине водоема.

В связи с достаточно большими несоответствиями данных, рассчитанных по модели, и натурных данных был применен оптимизационный метод Хука-Дживса. Это метод прямого поиска минимума функционала, состоящий из последовательности шагов исследующего поиска вокруг базисной точки, за которой в случае успеха следует поиск по образцу [4]. В уравнения блока эвтофикации модели включены параметры (удельные скорости химико-биологических процессов) и коэффициенты в эмпирических уравнениях, описывающих изменчивость значений этих параметров в зависимости от характеристик среды и внешних факторов. Далее, варьируя эти параметры в рамках возможного диапазона их изменчивости, проводится попытка достижения максимального соответствия модельных результатов и данных наблюдений, используя минимизацию суммы квадратов отклонений данных, рассчитанных по модели, и натурных данных.

Химико-биологический блок (блок эвтрофикации) используется для расчета функции неконсервативности $F_i(\vec{C}, x, y, z, t)$ для веществ, трансформация которых в каждой локальной точке пространства осуществляется химическим, физико-химическим, биохимическим либо биологическим путем. в самом общем виде модель блока эвтрофикации можно задать в следующем выражении: $y = f(x, p)$.

Для того чтобы найти набор параметров p, который будет максимально приближать множество моделируемых данных $\{y_m\}$ к множеству экспериментальных данных $\{y_e\}$, нужно минимизировать значение:

$$E(P) = \sum_{i=1}^{n} (Y_m(i) - Y_e(i))^2 \ .$$

В данной работе было проведено моделирование годовой динамики экологических параметров в акватории Севастопольской бухты.

Севастопольская бухта очень активно используется на протяжении более двух столетий в различных сферах народного хозяйства. Бухта является гаванью для военных и торговых судов. По берегам бухты расположены промышленные предприятия (судоремонтные и судостроительные, нефтебаза, ТЭЦ и др.). В бухте функционируют более 30 стоков – аварийных, временных и постоянно действующих, через которые поступает от 10 до 15 тыс. м^3 сточных вод в сутки. Основной объем стоков сбрасывается без отчистки [5]. Бухта используется для судоходства и в рекреационных целях.

Используя описанный оптимизационный метод, была получена динамика фитопланктона (рис.1) и других экологических параметров.

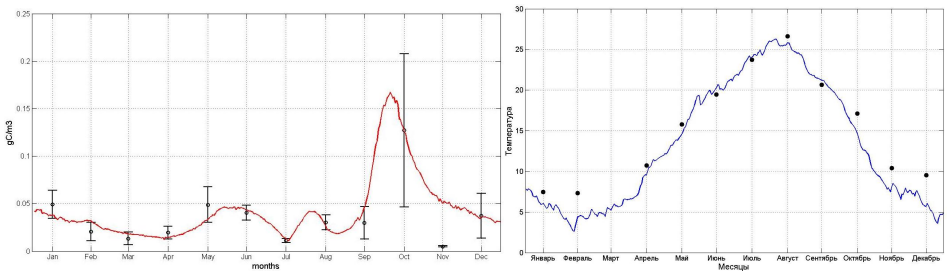


Рис. 1. Годовая динамика биомассы фитопланктона и температуры поверхностных вод Севастопольской бухты по данным моделирования.

Распределение биомассы фитопланктона для биологических исследований шельфовых экосистем является существенным показателем, поскольку первичная продуктивность фитопланктона является неотъемлемой составной частью пищевой цепи. Любые изменения в темпах развития фитопланктонных сообществ влияют на процессы жизнедеятельности в морской экосистеме в целом. Поэтому первым шагом в моделировании экосистемы Севастопольской бухты является моделирование фитопланктона.

В [6] приведен пример модели сезонной изменчивости биомассы фитопланктона в Севастопольской бухте, которая была реализована в предположении отсутствия лимитирования продукции фитопланктона биогенами.

Результаты калибровки одномерного варианта модели позволяют использовать полученный набор эмпирических коэффициентов в трехмерном варианте модели.

Динамический режим в акватории бухты рассчитывался при использовании гидродинамического блока численной трехмерной нестационарной модели *MECCA* [3]. Расчетная область акватории бухты, к которой была адаптирована модель, аппроксимировалась горизонтальной сеткой 47×97 узлов с шагом 80 м. В качестве граничных условиях используются данные об атмосферных факторах (температуре воздуха, скорости и направления ветра, осадках и т.п.), поверхностной температуре воды и уровне моря, полученные на ГМС «Севастополь», расположенной в «центре» бухты на м.Павловский, а также данные о средних расходах втекающей в бухту р.Черной (расход 2,3 $м^3$/с, скорость потока 0,2 м/с).

Будем рассматривать синоптические ситуации, когда ветер не меняется в течение нескольких суток и течения можно считать стационарными. Выявлено, что прямой поток из бухты в поверхностном слое вод формируется под воздействием восточного ветра, также сохраняется при северном и южном ветрах. Это объясняется ориентацией, морфометрией бухты и поступлением в её вершину пресных вод, создающих уклон водной поверхности и обуславливающих стоковые течения. В придонном слое картина идентичная при всех направления ветра: поток направлен в бухту через пролив и сохраняется по всей протяженности бухты, на отмелых участках наблюдаются разного рода циркуляционные образования.

Для исследования влияния ливневых и канализационных сбросов, поступающих в бухту со стоком реки Черная, на формирование качества вод в бухте модель была дополнена блоком самоочищения морских вод от загрязняющих веществ антропогенного происхождения на примере патогенных микроорганизмов – наиболее распространенном типе загрязняющих веществ, которые могут поступать с неочищенными сточными водами, смываются с территории водосбора рек при сильных дождях, паводках и уровень очистки которых является неудовлетворительным. Они относятся к «биологически мягким» загрязняющим веществам.

При расчетах учитывалось самоочищение вод от указанного типа загрязняющих веществ в результате процессов их физической, химической и биологической трансформации. Деструкция и деградация загрязняющего вещества в водной среде описывались уравнением реакции 1-го порядка

$$F_i = \left.\frac{dC_i}{dt}\right|_{local} = -K_{ci}C_i ,$$

где F_i– функция неконсервативности i-ой примеси в уравнении переноса; K_{ci} – коэффициент неконсервативности (деструкции), который является удельной скоростью трансформации в результате совокупности действий физико-химических и химико-биологических процессов самоочищения вод без детализации их вклада.

Удельная скорость деструкции патогенных микроорганизмов группы кишечной палочки (коли-формы (*Coliforms*) – аналог коли-индекса), согласно с [7], определялась зависимостью вида $K_{coli} = k_n \rho_S^{(S)} \rho_T^{(T_w - 20)}$, где k_n– скорость гибели коли-форм в темноте при температуре воды 20 °С и солености 0 ‰ ($k_n \approx$ 0,8 д$^{-1}$ ≈ 0,033 ч$^{-1}$); $\rho_S^{(S)}$, $\rho_T^{(T-\ 20)}$ – поправочные коэффициенты на термохалинные условия *in situ*, где ρ_S = 1,006 и ρ_T = 1,07.

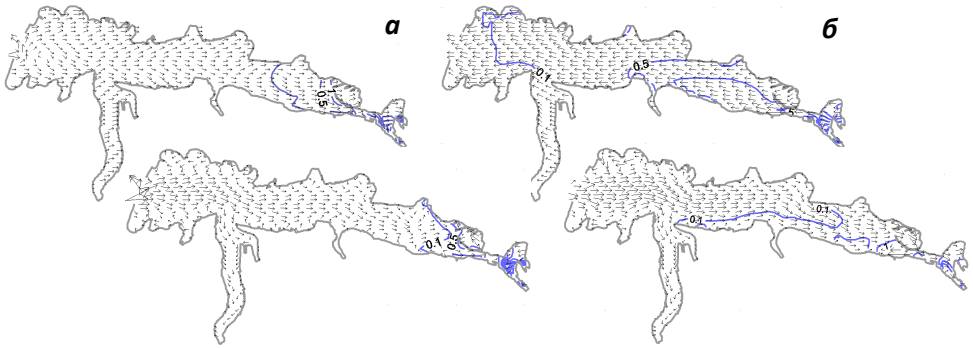


Рис. 2. Схема течений и уровень загрязнения вод Севастопольской бухты патогенными микроорганизмами (в % от концентрации в источнике), которые поступают в кутовую часть на 5-е расчетные сутки на поверхности (*вверху*), на дне (*внизу*) при западном (*а*) и восточном (*б*) ветрах 10 м/с.

Рассматриваемое загрязняющее вещество можно считать примесью нейтральной плавучести. Рассчитывается поле концентраций загрязняющих веществ в процентах от концентрации в источнике.

Результаты расчетов приведены на рис.2. При ветре западных румбов происходит запирание загрязненных вод в кутовой части бухты. В придонной области загрязненные воды занимает гораздо меньшую площадь. При ветрах восточных румбов продвижению загрязненных вод в основную часть Севастопольской бухты способствуют ветер сгонных направлений.

Выводы. Примененный в работе метод оптимизации Хука-Дживса позволил откалибровать биогеохимический блок модели *MECCA*. Модель в одномерном варианте хорошо воспроизводит годовую динамику экологических параметров. Также трехмерный вариант гидродинамического блока модели использовался для моделирования структуры циркуляции в Севастопольской бухте. Был выявлен ряд особенностей полей течений,

присущих данной области. В формировании циркуляции определяющую роль играют рельеф дна и направление ветра, течения имеют существенно трехмерный характер.

Установленные при калибровке значения параметров и коэффициентов биогеохимического блока могут быть использованы в качестве исходных при калибровке трехмерного варианта модели эвтрофикации вод бухты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Жунько Л.М., Иванов В.А., Ильин Ю.П. и др.* Система экологического мониторинга морской среды Севастопольского региона: обоснование и организационная концепция // Глобальная система наблюдения Черного моря. Фундаментальные и прикладные аспекты. – Севастополь: Аквавита, 2000. – С.109-118.

2. *Беляев В.И.* Моделирование морских систем. – Киев: Наук. думка – 1987. – 204 с.

3. *Иванов В.А., Тучковенко Ю.С.*Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – 368 с.

4. *Банди Б.* Методы оптимизации. Вводный курс: Пер. с англ.– М.: Радио и связь, 1988. – 128 с.

5. *Иванов В.А., Овсяный Е.И., Репетин Л.Н., Романов А.С., Игнатьева О.Г.*Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов / Препринт. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – 90 с.

6. *Любарцев В.Г., Любарцева С.П.* Конструирование двумерных экологических моделей класса реакция-диффузия // Экологическая безопасность прибрежных и шельфовых зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – вып.16. – С.314-322.

7. *Mancini J.J.* Numerical estimation of coliform mortality rates under varrious conditions // J. Water Pollution Control Federation. – 1978. – v.50.– P.2477.

K.A.Slepchuk, T.V.Khmara

PRINCIPLES OF CONSTRUCTION OF INTEGRATED MODELS OF DYNAMICS OF SHELF ECOSYSTEMS

The possibility of using the Hook-Jeeves optimization method to calibrate the one dimensional version of biogeochemical block of water quality model is demonstrated. The use of three-dimensional version of the hydrodynamic model to describe the ecological regime of the Sevastopol bay is discussed.

УДК 581.526.325(262.5)

Л.В. Смирнова

Федеральное Государственное Бюджетное Учереждение Науки «Институт морских биологических исследований имени А.О. Ковалевского РАН» г.Севастополь
smlili@mail.ru

ФИТОПЛАНКТОН СЕВАСТОПОЛЬСКОЙ БУХТЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ВОД В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД 2014г. (ЧЕРНОЕ МОРЕ)

Исследованы количественные показатели и таксономический состав сообщества фитопланктона Севастопольской бухты и сопредельных вод в осенне-зимний период 2014г. Основу структуры фитоцена составляли диатомовые водоросли (соответственно, до 97% и 51% общей биомассы и численности). Вклад динофитовых по численности и биомассе увеличивался в ноябре, и достигал максимума, на станции в кутовой части бухты. Доля золотистых микроводорослей была менее значительной как по численности (до 1%), так и по биомассе (до 9%). Наряду с этими таксономическими группами, наблюдалось массовое развитие мелких флагеллят, численность которых достигала 1445 млн.кл/м^3 кутовой части бухты. Видовой состав проб соответствовал типичному осеннее - зимнему состоянию фитоцена.

Ключевые слова: фитопланктон, Севастопольская бухта, микроводоросли, численность, биомасса, таксономическая группа.

Введение

Фитопланктонное сообщество Севастопольской бухты и сопредельных вод формируется под воздействием различных факторов, которые приводят к изменению видового состава, численности, а также его перемещению в акватории бухты.

Целью этой работы явилось определение количественной структуры и оценка пространственного распределения фитопланктона в Севастопольской бухте и сопредельных водах в осеннее - зимний период 2014г.

Материал и методы

Исследования проводили сентября по декабрь 2014 г. на трех станциях, которые отличались по степени загрязненности: станция 1 в 2-х-мильной зоне (относительно чистые воды), станция 2 - Равелин (вблизи выхода из Севастопольской бухты), станция 3 – район Сухарной балки в кутовой части бухты, которая находится под влиянием стока р. Черная (рис.1). Пробы воды отбирали два раза в месяц в поверхностном слое воды (0,5м).

Концентрацию проб (1.5-2 л) производили с помощью воронки обратной фильтрации с использованием ядерных фильтров с диаметром пор 1 мкм (производство ОИЯИ, г. Дубна Россия) [1,2]. Полученный концентрат объемом 50-70 мл фиксировали раствором формальдегида. Таксономический

анализ и подсчет клеток проводили под световым микроскопом Jenamed «CARLZEISS» при увеличениях ×125 и ×250. Клетки нанофитопланктона (2-20 мкм) определяли в капле объемом 0.01 мл;

микрофитопланктон (более 20 мкм) - в камере 0.8 мл. По фактическим размерам определяли «истинные» объемы клеток, рассчитывали биомассу микроводорослей [3]. Всего было отобрано и обработано 30 проб.

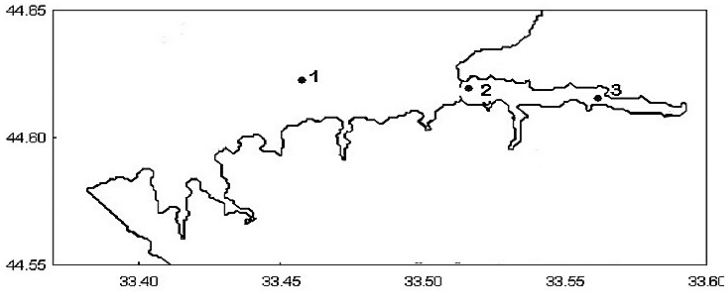


Рис.1. Карта-схема расположения станций отбора проб фитопланктона в Севастопольской бухте.

Результаты и обсуждение

В осенне-зимний период 2014г. в фитопланктонном сообществе зарегистрировано 79 видов, относящихся к 3 отделам и группе мелких флагеллят (неустановленной систематической принадлежности). Сообщество было представлено динофитовыми водорослями (38 видов), по числу видов преобладали рода *Protoperidinium* (13 видов), *Gymnodinium* (7) и *Prorocentrum* (4). Весьма существенную роль играли диатомовые водоросли (36 видов) родов *Chaetoceros* (10 видов), *Nitzschia* (6 видов), *Thalassiosira* (5 видов).

Золотистые водоросли были представлены классами примнезиевых (вид *Emiliania huxleyi*), силикофлагеллят (виды *Dictyocha speculum*, *Ebria tripartita*) и хризофитовых (виды *Dinobrion divergens, Apidinella spinifera*). Их доля в сообществе фитопланктона была незначительной и не превышала 1% по численности и 9% по биомассе. Наибольшее обилие этой таксономической группы (32 мг/м^3) наблюдали в декабре на ст. 3 за счет развития *Ebria tripartita, Dictyocha speculum, Emiliania huxleyi.* Как было показано ранее [4], отдельные виды могут развиваться в массовом количестве.

В период исследований структура фитоцена характеризовалась массовым развитием мелких флагеллят (размером 2-10 мкм) на всех станциях Севастопольской бухты и в сопредельных водах. Постепенное увеличение численности этой группы зафиксировано на трех станциях с сентября по ноябрь. Показатели сентября и октября отмечены высокими значениями мелких флагеллят, как по численности так и по биомассе на ст.2(1194млн.кл/м³ и 75мг/м³ соответственно), ст.3(1445млн.кл/м³ и 77мг/м³

соответственно). Минимальная численность и биомасса этой группы зафиксирована на ст.1 в декабре (117млн.кл/м³ и 8мг/м³ соответственно). Хотя первые данные о численности этих микроорганизмов в Черном море были получены Н. В. Морозовой-Водяницкой еще в 50-х годах прошлого века [4], их значимость в функционировании морских экосистем и немалый вклад в продукционные процессы были оценены сравнительно недавно. Развитие мелких флагеллят на всех станциях Севастопольской бухты и сопредельных водах отмечалось круглогодично [5,6,7].

Постепенный рост численности и биомассы диатомовых водорослей замечен на всех станциях. Максимум, за весь период исследований, наблюдали в октябре на ст. 3 (2.9 млрд. кл./м^3 и 3800 мг/м^3, соответственно). В этот период развивались диатомовые неретические формы: *Cerataulina pelagica, Dactyliosolen fragilissimus, Nitzschia tenuirostris, Pseudo-nitzschia delicatissima, Thalassiosira spp*, виды рода *Chaetoceros*, для которых свойственно интенсивное развитие при снижении температур. Обнаружено непродолжительное развитие двух видов-вселенцев: *Chaetoceros peruvianus* и *Ch. tortissimus*, которые попадают с балластными водами кораблей в акваторию бухты [8]. Максимальное развитие этих видов наблюдали на ст. 2 в октябре. Численность и биомасса *Ch. tortissimus* была выше (98 млн. кл/м^3 и 35 мг/м^3), чем эти же показатели *Ch. peruvianus* (12 млн. кл/м^3 и 29 мг/м^3). Впервые массовое развитие *Ch. tortissimus* в Севастопольской бухте отмечено с августа по октябрь 2001 г. [8].

С сентября по декабрь отмечались кратковременные пики развития динофитовых микроводорослей. Первый пик по численности отмечен в сентябре на ст.2 (93 млн.кл/м³). Второй пик численности и биомассы зарегистрирован в ноябре на ст.3 (90 млн.кл/м³ и 850 мг/м³ соответственно). В декабре показатели численности и биомассы динофитовых значительно уменьшались – их биомасса на ст. 1 и 2 составляла, соответственно, 9 и 17 мг/м^3. На ст. 3 она была существенно выше (270 мг/м^3). На формирование численности и биомассы влияли крупноразмерные виды *Neoceratium furca, N. fusus* и *Peridinium spp*, а также *Protoperidinium spp, Gymnodinium spp*, *Prorocentrum cordatum*, *Pr.micans*.

Для общей численности фитопланктона и численностей двух размерно-таксономических групп (мелких жгутиковых и диатомовых) были получены статистически достоверные отличия между районами отбора проб (рис. 2). Во всех случаях, показатели значительно возрастали в градиенте трофности и загрязнения вод – от относительно чистой ст. 1 к ст. 3 в наиболее загрязненной кутовой части бухты.

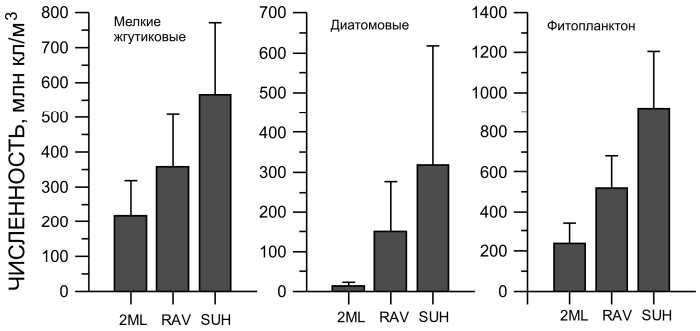


Рис. 2. Средние за весь период исследования численности мелких флагеллят, диатомовых и суммарного фитопланктона на ст. 1 (2ML),
ст. 2 (RAV) и ст. 3 (SUH). Показаны 95% доверительные интервалы.

В целом, выявленные в данном исследовании сукцессионные изменения в сообществе фитопланктона следовали типичным для прибрежных черноморских вод закономерностям развития диатомово-динофитового комплекса в осеннее-зимний период [6,9].

Выводы

1. Видовой состав проб соответствовал осеннее - зимнему состоянию фитоцена: динофитовые водоросли (38 видов), диатомовые водоросли (36), золотистые (5). Всего было определено 79 наименований микроводорослей относящимся к 3 отделам и группе мелких флагеллят.
2. Увеличение численности золотистых водорослей не отмечено, и осталось на низком уровне, вклад в общую биомассу был минимальным.
3. Максимальные значения численности и биомассы мелких флагеллят зафиксированы на ст3. в сентябре и октябре. На ст.1 минимальные показатели отмечены в декабре. При достаточно высокой численности мелких флагеллят, их вклад в общую биомассу фитопланктона, был незначительный.
4. Максимальные показатели численности и биомассы диатомовых микроводорослей зафиксированы на всех станциях в октябре и их постепенное снижение к концу года. Зарегистрировано непродолжительное развитие двух видов-вселенцев: *Chaetoceros peruvianus* и *Ch. tortissimus*. В октябре, основу фитоцена составлял диатомовый компонент, за счет преобладания крупноразмерных и мелких видов.
5. Развитие динофитовых микроводорослей водорослей характеризовалось непродолжительным «пиком» с ноября по декабрь. Также, отмечается тенденция снижения общей численности динофитовых водорослей.
6. В осеннее-зимний период 2014г. в фитопланктонном сообществе Севастопольской бухты и сопредельных водах сохранились тенденции количественного распределения по станциям: минимальная численность отмечена на ст.1, максимальные значения на ст.3.

Благодарности

Считаю своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность В.С. Муханову, Л.А. Манжос и Е.Ю. Георгиевой за консультативную помощь, критические замечания и полезные советы в ходе обработки проб, анализа полученных результатов и подготовки манускрипта, Д.А. Алтухову и Е.Г. Сахонь – за помощь в отборе проб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сеничева М. И. Видовое разнообразие, сезонная и межгодовая изменчивость микроводорослей в планктоне у берегов Крыма / М. И. Сеничева // Микроводоросли Черного моря: проблемы сохранения биоразнообразия и биотехнологического использования [ред. Ю. Н. Токарев и др.]. НАН Украины, Институт биологии южных морей. – Севастополь: ЄКОСИ-Гидрофизика, 2008. – С. 5–17.

2. Суханова И. Н. Концентрирование фитопланктона в пробе // Современные методы количественной оценки распределения морского планктона. // Сб. научн. Тр. – М.: Наука, 1983. – С. 97 – 105.

3. Сеничкина Л. Г. К методике вычисления объема клеток фитопланктона. // Гидробиол. журн. – 1978. – 14, №5. – С. 102 – 105.

4. Георгиева Л. В. Видовой состав и динамика фитоцена. // Планктон Черного моря. – К.: Наук. думка, 1993. – С. 31-55.

5. Сеничева М. И., Роухияйнен М. И. Продукция мелких жгутиковых водорослей Севастопольской бухты. // Биология моря. – К.: Наук. думка, 1978. 47. – С. 34 – 39.

6. Лопухина О.А., Манжос Л.А. Фитопланктон Севастопольской бухты (Черное море) в теплый и холодный периоды 2001 – 2002гг. // Экология моря. – 2005. 69. – С. 25 -31.

7. Сеничева М.И. Годичные изменения фитопланктонного сообщества в районе Севастопольского океанариума. Экология моря - 2000. 53. –С.17-19.

8. Сеничева М. И. Новые и редкие для Черного моря виды диатомовых и динофитовых водорослей. // Экология моря. - 2002. 62. – С.25 – 29.

9. Сеничкина Л. Г. Изменение структуры черноморского фитопланктона при антропогенном воздействии. // Морские биологические исследования - 1994. – С. 54 – 64.

L.V. Smirnova

PHYTOPLANKTON OF THE SEVASTOPOL BAY AND COASTAL WATERS IN AUTUMN – WINTER 2014 (THE BLACK SEA)

Qualitative characteristics and taxonomic composition of phytoplankton community of Sevastopol Bay and contiguous waters in autumn-winter of 2014 were studied. Diatoms were dominated and constituted till 97% of total biomass and 51% of total abundance of phytocoenosis. Contribution of dinoflagellates in total abundance and biomass increased in November and reached maximum at the station in the Bay's brackish water zone. Coccolithophores fraction was small – about 1% of abundance and 9% of biomass. The intensive development of small flagellates in October increased their abundance till (1445 millions cells m^3) on the station in the Bay's brackish water zone. The phytoplankton taxonomic composition corresponds to typical autumn-winter state of phytocoenosis.

Keywords: phytoplankton, Sevastopol Bay, microalgae, abundance, biomass, taxonomic group.

УДК 594.124: 628.357: 665.7

О.В. Соловьёва

ФГБУН Институт морских биологических исследований имени А. О. Ковалевского РАН, пр. Нахимова 2, г. Севастополь, 299011
kozl_ya_oly@mail.ru

УЧАСТИЕ МИТИЛИД ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ В ОСАЖДЕНИИ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА

Митилидные моллюски, обитающие на поверхности гидротехнических сооружений севастопольской акватории, извлекая в результате фильтрации из воды взвешенные вещества, усиливают процессы осадконакопления на только на самих сооружениях, а и на прилежащих донных участках. Данный эффект зависит от плотности и размерной структуры поселений, которая, по нашим данным, во многом определяется конструктивными особенностями сооружения. Установлено, что ежесуточно на квадратном метре поверхности гидротехнических сооружений осаждается от 0,8 до 30,6 г взвеси. При этом фоновая скорость осадконакопления в Севастопольской бухте, установленная по результатам датировки донных осадков, составляет 607 г·м$^{-2}$·год$^{-1}$ или 1,7 г·м$^{-2}$·сут.$^{-1}$. На поверхности каменной наброски южного мола и бетонных конструкций восточного мола скорость осаждения взвеси митилидами сопоставима с указанной скоростью фонового процесса. На тетраподах южного мола и на поверхности подводной части набережной данный процесс протекает на порядок интенсивнее и, возможно ожидать, что взвесь, сконцентрированная моллюсками, осядет на поверхности молов. В случае отвесной стенки набережной большая часть взвесинакапливается у её основания. При этом горизонтальная дальность разноса фекалий составляет 340 м, а псевдофекалий – 390 м, т.е. мидии и митилястеры, обитающие на гидротехнических сооружениях, усиливают заиление не только самих сооружений, но и прилежащих донных участков.

Ключевые слова: мидии, митилястеры, фильтрация, взвешенное вещество.

Моллюски, фильтруя морскую воду, осаждают содержащуюся в ней взвесь автохтонного и аллохтонного происхождения. Особенно активно эти процессы проходят в верхнем горизонте (до 10 м). На этих глубинах сосредоточена большая часть гидротехнических сооружений, в районе которых биоосаждение бывает в 22,6 раза выше, чем в открытых акваториях [4]. Осаждая взвесь, моллюски извлекают из воды значительные количества поллютантов.

Интенсивное осаждение взвеси моллюсками может сказываться на судьбе их поселений на гидротехнических сооружениях. Так, при исследовании заселения искусственного рифа в Средиземном море показано, что мидии, доминировавшие на его поверхности в первые 3 года существования сооружения, на пятом году после установки рифа практически исчезли. Это явление автор связывает с модификацией

субстрата из-за большого количества биоотложений (псевдофекалий), не позволяющих закрепляться молоди моллюсков [5].

Материал и методы. Материалом исследования служили пробы митилидного обрастания, собранные с поверхности гидротехнических сооружений прибрежной зоны Севастополя: южного мола Севастопольской бухты, восточного мола Камышовой бухты, подводной части набережной Севастопольской бухты на участке между мысами Николаевским и Хрустальным (рис. 1) в период с 2004 по 2005 гг.



Рис. 1. Расположение севастопольских бухт: ВМ – восточный мол; Н – набережная; ЮМ – южный мол.

Из проб обрастания, собранных с поверхности южного мола Севастопольской бухты, восточного мола Камышовой бухты и набережной Севастопольской бухты, отбирались мидии (*Mytilus Galoprovinci*alis Lam.) и митилястеры (*Mytilaster lineatus* gmel.). Далее их измеряли и разделяли на размерные группы 1 – 10, 11 – 20, 21 – 30, 31 – 40, 41 – 50, 51 – 60, 61 – 70, 71 – 80, 81 – 90, 91 – 100 мм. Особи с пограничным размером относили к группе более крупных организмов.

На основании количественных показателей и данных о размерной структуре поселений оценивали мощность биофильтра, создаваемого данными видами.

Результаты и обсуждение. Если проследить изменение биомассы мидий и митилястеров на поверхности южного мола Севастопольской бухты (табл. 1), то видно, что в период настоящих исследований здесь также наблюдается значительное сокращение биомассы моллюсков. Это, может быть связано, в том числе и с заиливанием поверхности гидротехнических сооружений.

Таблица 1

Биомасса митилид (г/м^2) на поверхности южного мола Севастопольской бухты в период с 1980 по 2005 гг.

Горизонты	1980 [2]	1987 [2]	1992 [2]	2004 – 2005 (собств. данные)	1980 [2]	1987 [2]	1992 [2]	2004 – 2005 (собств. данные)
	Внешняя сторона				Внутренняя сторона			
мидии								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Верхний	0	4125	10797	34	0	11992	10676	13
Средний	49	1500	12718	474	100	0	20311	82
Нижний	0	0	0	231	0	50	0	332
митилястеры								
Верхний	1	138	512	39	26	11	149	21
Средний	75	18	546	88	254	85	219	23
Нижний	30	0	0	18	0,2	53	0	10

Попытаемся оценить количество взвеси, осаждаемое мидиями и митилястерами, обитающими на исследуемых сооружениях. По данным [1], среднее содержание общего взвешенного вещества в морской воде в севастопольском регионе колеблется от 2,5 мг·л$^{-1}$ – на поверхности до3,4 мг·л$^{-1}$ – в придонном слое, поэтому для расчётов принимаем среднее значение – 3 мг·л$^{-1}$. Если учитывать, что мидии практически полностью освобождают воду от взвешенного вещества, то можно считать, что, фильтруя 1 л морской воды, моллюски переводят в донный осадок 3 мг взвеси. Рассчитанные в соответствии с этим количества осаждённой взвеси приведены в табл. 2.

Таблица 2

Масса взвеси, осаждаемой моллюсками, обитающими на гидротехнических сооружениях (расчётные данные)

Субстрат	Вид	Объём воды, фильтруемый моллюсками, тыс.м^3·сут.$^{-1}$	Масса осаждаемой взвеси		
			кг·сут.$^{-1}$	г·м$^{-2}$·сут.$^{-1}$	г·м$^{-2}$·сут.$^{-1}$
Камни	Мидия	9	26,7	0,8	0,8
	Митилястер	3	9,6	0,3	
Тетраподы	Мидия	44	133,2	9,4	11,8
	Митилястер	11	34,2	2,4	
Восточный мол	Мидия	28	85,2	4,2	6,2
	Митилястер	14	40,5	2,0	
Набережная	Мидия	108	194,0	28,4	30,6
	Митилястер	14	42,6	6,3	

Как видно из табл. 2, ежесуточно на квадратном метре поверхности гидротехнических сооружений осаждается от 0,8 до 30,6 г взвеси. При этом фоновая скорость осадконакопления в Севастопольской бухте, установленная по результатам датировки донных осадков, составляет 607 г·м$^{-2}$·год$^{-1}$ или 1,7 г·м$^{-2}$·сут.$^{-1}$ [2]. На поверхности каменной наброски южного мола и бетонных конструкций восточного мола скорость осаждения взвеси митилидами сопоставима с указанной в [2] скоростью фонового процесса. На тетраподах южного мола и на поверхности подводной части набережной данный процесс протекает на порядок интенсивнее и, возможно ожидать, что взвесь, сконцентрированная моллюсками, осядет на поверхности молов. В случае отвесной стенки набережной большая часть взвесинакапливается у её основания. При этом горизонтальная дальность разноса фекалий составляет 340 м, а псевдофекалий – 390 м [4], т.е. мидии и митилястеры, обитающие на гидротехнических сооружениях, усиливают заиление не только самих сооружений, но и прилежащих донных участков.

Заключение. Митилидные моллюски, обитающие на поверхности гидротехнических сооружений севастопольской акватории, извлекая в результате фильтрации из воды взвешенные вещества, усиливают процессы осадконакопления не только на самих сооружениях, а и на прилежащих донных участках. Данный эффект зависит от плотности и размерной структуры поселений, которая, по нашим данным, во многом определяется конструктивными особенностями сооружения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акватория и берега Севастополя: экосистемные процессы и услуги обществу. Под. ред. Е. В. Павловой и Н. В. Шадрина, Севастополь. : Аквавита., 1999. – 189 с.

2. Костова С. К. Многолетние исследования загрязнения ртутью Севастопольских бухт (Чёрное море) / С. К. Костова, В. Н. Егоров, В. Н. Поповичев // Экология моря. – 2001. – вып. 56. – С. 99 – 103.

3. Миронов О. Г. Санитарно-биологические аспекты экологии севастопольских бухт в XX веке / Миронов О. Г., Кирюхина Л. Н., Алёмов С. В. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003, – 185 с. – (НАН Украины, Институт биологии южных морей)

4. Хрусталёв Ю. П. Седиментационная роль черноморских мидий (на основе экспериментально-натурных наблюдений) / Ю. П. Хрусталёв, В. И. Денисов, С. Я. Черноусов, И. В. Свистунова // Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 3. – С. 467 – 475.

5. Ardizzone G. D. Colonization and Disappearance of *Mytilus galloprovincialis*Lam. on an Artificial Habitat in the Mediterranean Sea / G. D. Ardizzone, A. Belluscio, M. F. Gravina // Estuar. coast. shelf sci. – 1996. –V. 43, № 6. – P. 665 – 676.

УДК 595.384: 591.9(282.247.35)

С.В. Статкевич

Институт морских биологических исследований им А. О. Ковалевского РАН, г. Севастополь
statkevich.svetlana@mail.ru

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ФАУНЫ ДЕСЯТИНОГИХ РАКООБРАЗНЫХ В УСТЬЕ ДОНА В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ

В 2015 году в результате совместной экспедиции научных сотрудников ФГБУН ИМБИ РАН и ЮНЦ РАН в устьевую часть реки Дон было оценено современное состояние фауны десятиногих ракообразных в условиях изменения среды обитания.

Ключевые слова: дельта, фауна, десятиногие ракообразные.

Река Дон – одна из основных речных систем Азово-Черноморского бассейна, впадая в Таганрогский залив Азовского моря, образует дельту с большим количеством рукавов, проток и ериков [1]. Начинается донская дельта в 6 км от г. Ростов-на-Дону. Её длина от начала до Таганрогского залива составляет 30 км, ширина – 22.5 км. Основными водотоками дельты являются: судоходный рукав Старый Дон, река Мертвый Донец, гирла Песчаное, Свиное, Каланча и другие [2].

За последние десятилетия экосистема дельты Дона претерпела глубокие изменения в результате хозяйственной деятельности человека. Строительство судоходных и оросительных каналов привело к соединению ранее разобщенных бассейнов Дона, Волги и Кубани, и, в свою очередь, бассейнов Азовского и Каспийского морей. Зарегулирование стоков речных вод путем строительства плотин и образования водохранилищ повлияло не только на сокращение и перераспределение стока воды, но также привело к изменениям в химическом составе донских вод. Идет процесс возрастания их общей минерализации. Так согласно литературным данным в 30-х годах прошлого столетия в створе г. Ростов-на-Дону минерализация вод в среднем составляла 0.45 г/л. В 2000 году этот показатель достигал 0.9 – 1.0 г/л [2].

Зарегулирование рек негативно сказалось и на представителях водной фауны. Ярким примером стало снижение численности длиннопалого рака (*Astacus (Pontastacus) leptodactylus*Eschscholtz, 1823) в водоемах Ростовской области в 80-х гг. прошлого столетия в результате изменения гидрологического и гидрохимического режима вод, а также загрязнения водоемов промышленными, сельскохозяйственными и бытовыми отходами [2, 3]. В местах традиционного вылова количество раков упало ниже

промыслового уровня, а в ряде водотоков около городов Ростов-на-Дону и Азов они исчезли полностью.

В результате интенсивного антропогенного воздействия практически исчез из вод р. Дон другой вид речных раков – толстопалый рак *Astacus (Pontastacus) pachypus*Rathke, 1837 [3]. На сегодняшний день этот вид, находящийся под угрозой исчезновения, включен в Красную книгу Российской Федерации и Ростовской области.

В тоже время создание сети каналов, водохранилищ и прудов усилило процесс миграции и вселения многих чужеродных видов животных. Наиболее ярким примером среди десятиногих ракообразных является распространение аллохтонного голландского краба *Rhithropanopeusharrisi* (Gould, 1841) из Азовского моря через р. Дон в Каспий, где вид успешно адаптировался. В условиях Азово-Черноморского бассейна этот краб проявляет высокую выживаемость, пластичность и значительные адаптивные способности. Он успешно конкурирует с аборигенными видами, прежде всего ракообразным, осваивая их кормовую базу, и, захватывая территорию. Наиболее высокой численности обычно достигает в эстуарных зонах и районах с пониженной соленостью. С одной стороны, голландский краб – очень хороший санитар. С другой стороны, он – активный хищник, который может нанести определенный урон акватории (разрушает гнезда рыб, поедает их икру; уничтожает рыбу, попавшую в сети).

С целью оценить состояние фауны десятиногих ракообразных устьевой части реки Дон в условиях преобразования среды обитания, в 2015 году научными сотрудниками ФГБУН ИМБИ РАН и ЮНЦ РАН была проведена совместная экспедиция в дельту Дона в границах ее рукавов – гирло Свиное, гирло Мериновое, протока Сухая Каланча и судоходное русло.

Комплексные гидробиологические исследования были выполнены в июле и сентябре 2015 г. Сбор проб осуществляли как вручную, так и с использованием стандартных раколовок и бимтрала (ширина жесткой рамы 200 см, высота 30 см и ячея в кутце 10 мм (в июле) и 3 мм (в сентябре).

Численность популяций раков рассчитывалась с использованием коэффициента уловистости раколовок – 0.7, определенного водолазным методом для водоемов Азовского бассейна [4]. Расчет удельной численности (плотности) раков производился по формуле: $N = n \times 100/K$, где N – количество раков, экз./га; n – суточный вылов, экз.; К – коэффициент уловистости раколовок. Исходя из среднего количества промысловых раков на 1 га, средней массы 1 рака рассчитывали ракопродуктивность.

В период проведения экспедиционных исследований в июле температура воды в исследуемом районе колебалась от 25.1°С до 27.9°С, в осенний – от 15.1°С до 18.8°С; соленость воды изменялась от 1.059 г/л до 2.071 г/л, составляя в среднем 1.316 г/л.

Анализ полученных данных показал чрезвычайно низкую численность длиннопалого рака. Плотность популяции, рассчитанная по данным уловов раколовок, составила всего 8.6 экз./га в июле и 18 экз./га в сентябре. Тогда как в 2006 – 2007 гг. эти показатели составляли 70 – 90 экз./га [4]. Согласно классификации, водоёмы Ростовской области по промысловому типу по показателям продуктивности устьевую часть реки Дон можно отнести к малопродуктивному участку (ракопродуктивность менее 10 кг/га).

В ходе наших экспедиционных исследований толстопалый рак не отмечен.

В дельте р. Дон довольно часто встречается вид-вселенец голландский краб, но провести репрезентативный учет его численности не представлялось возможным, такие данные отсутствуют и в литературе.

В устьевой части реки Дон впервые была поймана каменная креветка (*Palaemonelegans* Rathke, 1837) – это эвригалинный вид, выдерживающий значительное опреснение, проникает в солоноватые воды с соленостью 4 – 5 ‰. В литературных источниках отмечены единичные находки этого вида только в предустьевых районах Таганрогского залива [2]. Основной причиной проникновения каменной креветки в донскую дельту, вероятно, стало повышение уровня минерализации р. Дон.

Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют об изменениях, произошедших в последнее десятилетие, в сообществе десятиногих раков дельты Дона в связи с хозяйственной деятельностью человека. Снижение промысловых запасов речного рака в результате нарушения гидрологического и гидрохимического режимов; сильного загрязнения водоемов промышленными, сельскохозяйственными и бытовыми отходами; беспрецедентного развития браконьерского лова. Нарастание минерализации вод дельты Дона стало причиной появления нового для данного района вида из десятиногих раков – каменной креветки. Голландский краб широко расселился по речной системе, став весьма обычным видом в устье р. Дон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дельта Дона: эволюция в условиях антропогенной трансформации стока / С. В. Жукова, Н. И. Сыроватка, А. Г. Беляев и др.–Ростов-на-Дону: ФГУП «АзНИИРХ», 2009. – 184 с.

2.*Миноранский В. А.* Уникальные экосистемы: Дельта Дона (природные ресурсы и их сохранения). – Ростов-на-Дону: Изд-во ООО «ЦВВР», 2004. – 234 с.

3.*Миноранский В. А.* Животный мир Ростовской области (состав, значение, сохранение биоразнообразия). – Ростов-на-Дону: Изд-во ООО «ЦВВР», 2002. – 360 с.

4. *Глушко Е. Ю., Глотова И. А., Ковалевский В. Н.* Состояние популяций и промысловые запасы кубанского рака в водоемах Ростовской области // Основные проблемы рыбного хозяйства и охраны рыбохозяйственных водоемов Азово-Черноморского бассейна. Сборник научных трудов (2006–2007 гг.). – Ростов-на-Дону: Изд. ООО «Диапазон», 2008. – С. 213–217.

S. V. Statkevich

MODERN CONDITION OF FAUNA DECAPODA IN THE MOUTH OF THE DON IN A CHANGING ENVIRONMENT

Research associates Institute of Marine Biological Research RAS and Southern Scientific Center RAS conducted a joint expedition to the mouth of the Don River in 2015. They assessed the current state of the fauna of decapoda crustaceans in a changing environment.

УДК 577:574.583

А.В. Темных, М.И. Силаков, И.М. Серикова, В.Ф. Жук, Ю.Б. Белогурова

ФГБУН Институт морских биологических исследований им. А.О. Ковалевского
пр. Нахимова 2, г. Севастополь, Россия, 299011
atemnykh@yandex.ru

ПРИМЕНЕНИЕ БИОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ В ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В настоящее время актуальна разработка экспресс-методов исследования структуры сообщества гидробионтов. Одним из предлагаемых решений стало использование особенности некоторых видов гидробионтов к биолюминесценции. Совокупное свечение гидробионтов в толще воды представляет собой поле биолюминесценции (ПБ), по параметрам которого можно судить о характеристиках популяций светящихся видов, таких как *Noctiluca scintillans* и другие динофлагелляты, или ктенофоры. При анализе вертикального распределения ПБ в течение 2009 – 2011 гг. отмечено, что для каждого сезона характерен свой тип вертикального профиля ПБ, в слое 30 – 40 м отмечен максимальный разброс величин интенсивности в течение года. Были найдены тесные корреляционные связи между сезонной динамикой интегральной интенсивности ПБ и сезонной динамикой массовых видов зоопланктона. Таким образом, исследование поля биолюминесценции открывает в дальнейшем возможность для экспресс-анализа и прогноза состояния массовых видов планктона Чёрного моря.

Ключевые слова: экспресс-метод, биолюминесценция, планктон, Чёрное море.

Введение. В задачи биологической океанографии входят исследования пространственной структуры и временной изменчивости характеристик сообщества гидробионтов. До недавнего времени доступными методами исследования являлись только непосредственный сбор материала вручную и его лабораторная обработка. Исследования микроскопических объектов, таких, как представители планктона, осложнялись тем, что на обработку пробы (подсчёт количества организмов и выяснение таксономического состава) необходимы затраты времени и сил, а также опыт специалистов в таксономии и микроскопии. В современном научном сообществе большое внимание уделяется решению данной проблемы, а именно, сокращению времени между сбором биологического материала и получением результатов.

Одним из предлагаемых решений стало использование особенности гидробионтов к биолюминесценции. Свечение морских организмов выполняет много полезных функций: защита от хищников, привлечение противоположного пола, предупреждение об опасности и т.п. Совокупное же свечение гидробионтов в толще воды представляет собой биофизическое

поле, поле биолюминесценции (ПБ), по характеристикам которого можно судить и о самом сообществе гидробионтов (Токарев, 2006).

В Чёрном море светятся в основном представители фитопланктона (некоторые динофлагелляты), из зоопланктона значительный вклад в ПБ вносят гребневики. Самым значимым по интенсивности биолюминесцентного сигнала является «ночесветка», динофлагеллята *Noctiluca scintillans* (Macartney) Kof. et Swezy (Токарев и др., 2000).

Таким образом, структура ПБ в Чёрном море напрямую связана с распределением и состоянием популяций *N. scintillans* и других светящихся гидробионтов. Вид *N. scintillans* является возбудителем «цветения» воды и «красных приливов», приводящих к дефициту кислорода и увеличению содержания метана, ночесветку относят к потенциально токсичным видам (Рябушко, 2003). В тропических водах «красные приливы», созданные *N. scintillans*, приводят к массовым заморам гидробионтов (Padmacumar et al., 2010). В Чёрном море *N. scintillans* в некоторые сезоны может составлять от 20 до 90 % биомассы всего планктона (Островская, Петипа, 1974).

Поэтому исследования ПБ могут быть использованы в качестве экспресс-метода для выявления пространственного распределения светящихся видов, исследования сезонной и межгодовой динамики их параметров, прогноза и предотвращения «красных приливов».

Существенным ограничением применения метода анализа планктона по характеристикам ПБ в Чёрном море является то, что не представляется возможным анализировать параметры планктонного сообщества, состоящего в большей степени из несветящихся видов.

В данной работе исследовалась сезонная динамика вертикальной структуры ПБ и количественных показателей зоопланктона, были выполнены попытки выявить взаимосвязи между ними с целью в дальнейшем разработать методику экспресс-анализа и прогноза состояния планктонного сообщества или его составляющих по биофизическим параметрам водной толщи.

Материал и методика. Исследования проводились ежемесячно с начала 2009 г. по конец 2011 г. в Чёрном море в открытой акватории у Севастополя (глубина около 70 м). Измерения биолюминесценции проводились в ночное время вертикальными зондированиями гидробиофизическим комплексом “Сальпа – М”. Одновременно собирали планктонные пробы в слое 0 – 50 м (сеть Джеди, площадь входного отверстия 0.1 м^2, фильтрирующее сито с ячеей 115 мкм).

Результаты. При анализе вертикального распределения ПБ в течение трёх лет были выделены два периода – с выраженным и невыраженным термоклином и соответствующие им профили биолюминесценции (рис. 1). Отмечено, что при осреднении вертикального профиля по каждому метру за периоды с выраженным термоклином (май – сентябрь) максимальные

величины интенсивности биолюминесценции приходились на слой 30 – 40 м; за сезоны, когда наблюдались слабые изменения температуры с глубиной (с октября по апрель), усредненный максимум биолюминесценции залегал у поверхности (рис. 1).

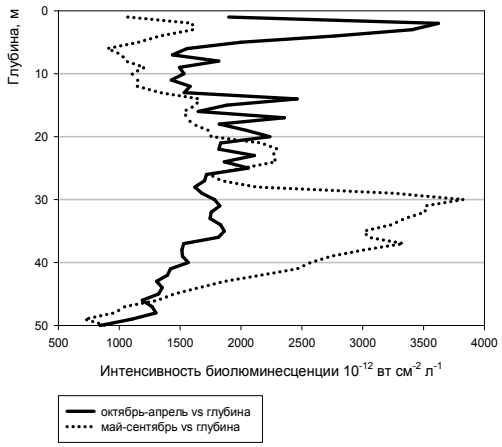


Рис. 1. Усреднённые вертикальные профили биолюминесценции в периоды с выраженным термоклином (май – сентябрь) и гомотермией (октябрь – апрель) в 2009 – 2011гг.

При разделении толщи воды на слои толщиной 10 м отмечено, что вклад интенсивности ПБ каждого слоя в суммарное ПБ в разные месяцы года составлял от 1 до 68%, а в среднем интегральная интенсивность биолюминесценции каждого десятиметрового слоя вносила 18 – 23 % в ПБ в столбе воды 0 – 50 м. Для оценки роли каждого слоя был применён анализ главных компонент (PCA). Основной вклад в рассеяние выходного параметра вносила первая главная компонента (PC1), составляющая 78 % (табл. 1). Высокие коэффициенты корреляции (-0.73 и -0.55) в комбинации переменных, составляющих PC1, указывают, что изменчивость суммарного ПБ в наибольшей степени формируется за счёт слоёв 31 – 40 и 21 – 30 м.

Выявлено, что в период с 2009 по 2011 гг. наибольшая вариабельность величин наблюдалась в слое сезонного термоклина, там же зарегистрирована максимальная средняя величина ПБ (рис 2).

В сезонной динамике интегральной интенсивности биолюминесценции в слое 0 – 50 м в течение года наблюдалось два – три пика, в 2009 г. зарегистрированные в феврале и сентябре, в 2010 г – в апреле-мае, июле и ноябре, в 2011 г. – в мае и октябре.

Были проанализированы взаимосвязи между сезонной динамикой численности отдельных видов планктона и суммарной интенсивностью биолюминесценции во всём слое воды, а также по отдельным слоям. Наши исследования показали, что существует (вероятно, опосредованная фитопланктонной фракцией) взаимосвязь характеристик ПБ также и с несветящимся планктоном. Так, были выявлены корреляционные связи

между сезонной динамикой интегральной интенсивности ПБ в слое термоклина и сезонной динамикой таких представителей зоопланктона, как копеподы *Centropages ponticus* и *Oithona davisae*, кладоцеры *Pleopis polyphemoides, Penilia avirostris, Pseudevadne tergestina, Evadne spinifera*, а также хетогнаты *Sagitta setosa* и аппендикулярии *Oikopleura dioica*.

Таблица 1

Результаты анализа главных компонент (PC) для вертикальных слоёв

Собственные значения			
Главные компоненты	Собственные значения	% общей дисперсии	Кумулят. дисперсия %
PC 1	$2.6 \cdot 10^9$	77.9	77.9
PC 2	$4.92 \cdot 10^8$	14.7	92.7
PC 3	$1.69 \cdot 10^8$	5.1	97.7

Собственные значения векторов (коэффициенты в линейной комбинации переменных составляющих PC)			
Слой	PC1	PC2	PC3
1-10м	-0.161	-0.418	0.789
11-20м	-0.326	-0.679	-0.077
21-30м	-0.546	-0.230	-0.534
31-40м	-0.729	0.557	0.283
41-50м	-0.196	0.039	-0.083

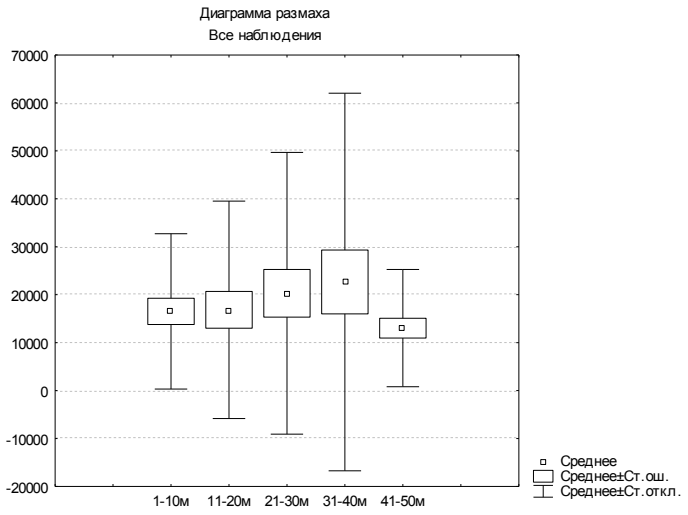


Рис. 2. Распределение средних величин интегральной интенсивности биолюминесценции в десятиметровых слоях с указанием среднеквадратического отклонения и стандартной ошибки

Было отмечено, что для сезонной динамики ПБ в слое 0 – 20 м корреляционная связь с сезонной динамикой обилия отдельных зоопланктонных видов и суммарной численности зоопланктона

отсутствовала, а найденные связи для перечисленных выше видов проявляются только для слоя 20 – 40 м, т. е. слоя, в котором отмечается максимальная интенсивность биолюминесценции и максимальная изменчивость характеристик ПБ.

Найденные зависимости, при обязательном учёте влияния промежуточной фитопланктонной фракции, делают перспективным разработку экспресс-метода на основе использования характеристик ПБ для анализа и прогноза состояния массовых видов планктона Чёрного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Островская Н.А., Петипа Т.С.* Математическая модель для определения продукции ночесветки *Noctiluca miliaris* в море. В.: Биологическая продуктивность южных морей. – Киев, 1974. – С. 91–100.

2. *Рябушко Л. И.* Атлас токсичных микроводорослей Черного и Азовского морей. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. – 140 с.

3. *Токарев Ю.Н., Битюков, Э.П., Василенко, В.И., Соколов, Б.Г.* Поле биолюминесценции – характерный показатель структуры планктонного сообщества Черного моря // Экология моря. – 2000. – 53. – С. 20 – 25.

4. *Токарев Ю.Н.* Основы биофизической экологии гидробионтов. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – 342 с.

5. *Padmakumar K.B., SreeRenjima G., Fanimol C.L., Menon N. R. and Sanjeevan V.N.* Preponderance of heterotrophic *Noctiluca scintillans* during a multi-species diatom bloom along the southwest coast of India // International Journal of Oceans and Oceanography –Vol. 4, № 1– 2010. – P. 55 – 63.

Temnykh A.V., Silakov M.I., Serikova I.M., Zhuk V.F., Belogurova Y.B.
The A.O. Kovalevsky Institute of Marine Biological Research of RAS
2, Nakhimov, Sevastopol, Russia, 299011
atemnykh@yandex.ru

THE USAGE OF BIOLUMINESCENCE IN OCEANOLOGRAPHICAL RESEARCHES

At present, the development of rapid methods for research of structure of plankton community is relevant. One of solutions is usage of ability of some hydrobionts to bioluminescence. Sum luminescence from all hydrobionts in pelagic region represents a bioluminescence's field (BF), which allows to characterize the features of populations of bioluminescent species, such as *Noctiluca scintillans* and other dinoflagellata, or Ctenophores. In analysis of vertical structure of BF during 2009 – 2011 was revealed that each season is characterized by its own type of vertical profile of BF, in a layer 30 – 40 m was registered the maximum dispersion of intensity during the year. High correlations between the seasonal dynamic of integral intensity of BF and the seasonal dynamics of dominant zooplankton species were revealed. Thus, research of bioluminescence's field opens possibility in the future for express-analysis and prediction of condition of mass species in plankton community of the Black Sea.

Keywords: rapid method, bioluminescence, plankton, Black Sea.

УДК 574.57:004(268.46)

И.А. Чернов [1], А.В. Толстиков [2] , P. Lazzari[3]

[1]*Институт прикладных математических исследований Карельского научного центра РАН, Россия*
[2]*Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, Россия*
[3]*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Italia*
alexeytolstikov@mail.ru

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ПРОДУЦЕНТОВ БЕЛОГО МОРЯ

Модель Белого моря JASMINE создана на основе модели Северного Ледовитого океана (FEMAO) проф. Н.Г. Яковлева. Блок экосистемы включает итальянскую модель BFM. Предварительные результаты показывают адекватное моделирование продуцентов Белого моря, хотя существуют проблемы, связанные с количеством вещества.

Ключевые слова: моделирование, JASMINE, BFM, Белое море, экосистема.

Белое море – один из самых изученных объектов Мирового океана [1], поэтому может рассматриваться как модельный водоем для решения самых разнообразных проблем, связанных, например, с испытанием нового оборудования, тестированием методик поиска и оценки биоресурсов, методов выращивания марикультуры и рыборазведения в условиях Субарктики и Арктики.

Существующие базы данных организаций-держателей (ММБИ КНЦ РАН, ИО РАН, ЗИН РАН, ИВПС КарНЦ РАН и др.), общедоступные электронные ресурсы (Климат морей России, ЕСИМО: [2]; совместная база ЗИН РАН и NOAA: [3]; программа «Визуализация термохалинных полей…»: [4]), новые атласы [5, 6] являются основой для верификации математических моделей по Белому морю. В связи с этим представляется актуальной разработка объединенной модели термогидродинамики и экосистемы Белого моря, более достоверной по сравнению с ранее разработанными системами. Из трехмерных численных моделей Белого моря необходимо упомянуть объединенную трехмерную модель термогидродинамики и экосистемы авторов И.А. Неелова и О.П. Савчука [7], систему оперативного мониторинга Е.В. Семенова [8]), численную трехмерную гидродинамическую модель течений вод Белого моря М.В. Луневой [9], модель Северного Ледовитого океана Н.Г. Яковлева FEMAO [10], модифицированную и адаптированную нами для условий Белого моря [11]. Эта версия носит название JASMINE [12].

В настоящее время в ИПМИ КарНЦ РАН и ИВПС КарНЦ РАН выполнена работа по объединению модели JASMINE [13] и модели экосистемы моря BFM [14]. Модель BFM [15] позволяет описать динамику

скалярных величин в заданной точке. Их можно задать более 50. Предусмотрена возможность объединять обширные группы (например, только автотрофы и гетеротрофы) или наоборот дробить сообщества на более мелкие, если есть такая необходимость. Так, например, среди планктонных организмов отдельно можно выделить фито-, зоо-, пико-, бактериопланктон и т.д.

Модель гидродинамики поставляет данные в виде физических условий (температура, соленость, освещенность и т. п.) и выполняет перенос трассеров. Можно учитывать обратное влияние биогеохимических параметров на термодинамику через изменение прозрачности воды. Программный комплекс реализован на современном диалекте языка программирования Фортран и функционирует на кластере Карельского научного центра РАН (http://cluster.krc.karelia.ru) и кластере ИВМ РАН (www.inm.ras.ru/claster).

Отметим, что расчет и перенос многочисленных полей трудоемок с вычислительной точки зрения, но хорошо реализуется параллельно, поскольку расчет динамики экосистемных переменных в различных узлах сетки, а также перенос отдельных трассеров независимы.

Входными данными расчетной программы в моделях являются граничные условия на «жидкой границе» Белого и Баренцева морей, метеоданные NCEP (http://www.ncep.noaa.gov/), сток рек (Северная Двина, Онега, Мезень, Кемь, Ковда), который реализован в виде пресноводных проливов со среднемесячной температурой пресной воды. Учитываются потоки массы, тепла и соли, биогенных веществ и планктонных организмов. Выходными данными модели являются осредненные за необходимый период времени поля трехмерной скорости течений, термохалинные поля, карты распределения массы льда, двумерной скорости дрейфа льда, снега, сплоченности льда по градациям толщины и отклонения уровня моря от равновесного. Кроме того, сохраняются биохимические трассеры. Качественное распределение скорости течений, термохалинных полей, толщины льда в целом согласуется с общепринятой картиной для Белого моря [16, 1].

В 2015 г. началась совместная работа с итальянским Институтом океанографии и экспериментальной геофизики (http://www.ogs.trieste.it/) по настройке параметром модели BFM для условий Белого моря. В настоящее время ведутся работы по моделированию продуцентов Белого моря, получены первые данные. Качественное распределение хлорофилла «а», в целом, соответствует реальной картине его распределения [17, 18]. Так, наибольшие концентрации выражены в вершинах заливов, минимальные – в Горле и северной части Бассейна. Вертикальное распределение также хорошо согласуется с данными измерений [17], и максимум наблюдается до горизонта 20 м, что в Белом море соответствует фотическому слою.

Сейчас моделируется динамика первичной продукции Белого моря (рис. 1).

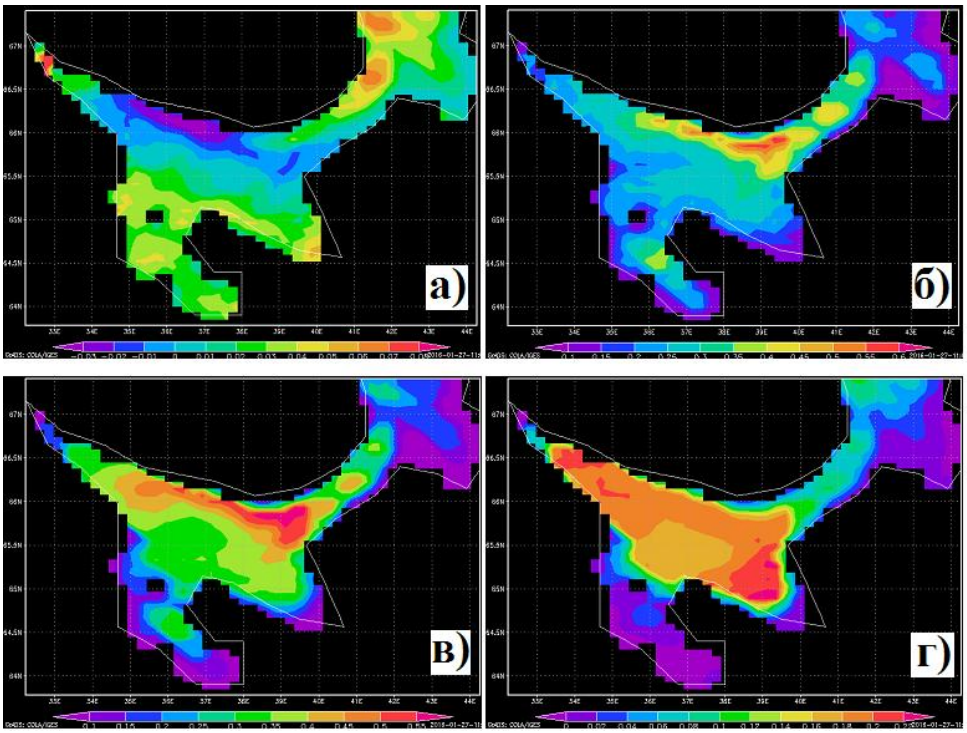


Рис. 1. Первичная продукция Белого моря, соответственно, в мае (а), июле (б), сентябре (в), ноябре (г). Среднемноголетние данные, в мг $C \cdot м^{-2} \cdot сут^{-1}$

Сезонная модельная динамика развития первичной продукции согласуется с данными из литературных источников [16, 17, 18]. Так, весной максимальные значения наблюдаются в устьях рек, где повышенное содержание биогенных элементов и более высокая температура воды. В летний период времени проявляется снижение первичной продукции, связанное с истощением запаса биогенных элементов [16], отчетливо это выражено в Онежском заливе. Осенью максимум отмечается в центральной части моря. Хорошо заметно, что Двинский залив отличается большей продуктивностью.

Таким образом, с помощью комплекса JASMINE+BFM можно получать согласованные данные по термогидродинамике и биогеохимическим параметрам Белого моря, количественно выражать потоки вещества на «жидкой границе» и между отдельными районами моря.

Работа выполнена при частичной поддержке Программы Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации» по теме «Оценка влияния изменений климата и антропогенных факторов на экосистему и биоресурсыБелого моря и водосбор».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов / Под ред. Н.Н. Филатова, А.Ю. Тержевика. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. – 2007. – 335 с.

2. Климат морей России и ключевых районов Мирового океан. Электронный атлас Единой системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО). ВНИИГМИ МЦД. – Обнинск. Режим доступа: http://www.esimo.ru/atlas/Beloe/index.html.

3. Berger V.Ja., Naumov A.D., Usov N.V., Zubaha M.A., Smolyar I., Tatusko R., Levitus S. 36-Year Time Series (1963-1998) of Zooplankton, Temperature and Salinity in the White Sea. St.-Petersburg. – 2003. – 362 p. Режимдоступа:
http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WH_SEA/WWW/HTML/atlas.html.

4. Чернов И.А., Толстиков А.В. Визуализация и сравнение результатов моделирования термохалинных и гидродинамических полей Белого моря // Свид. об офиц. рег. программ для ЭВМ № 2014618474. 21 августа 2014 г. Режим доступа: http://nwpi.krc.karelia.ru/whsea/

5. Филатов Н. Н., А. В. Толстиков, М. С. Богданова, А. В. Литвиненко, В. В. Меншуткин. Создание информационной системы и электронного атласа по состоянию и использованию ресурсов Белого моря и его водосбора //Арктика: экология и экономика. – № 3 (15). – 2014. – С.18-29.

6. Богданова М.С., Толстиков А.В. Разработка оригинал-макета печатной версии атласа «Белое море и его водосбор» // Современные научные исследования и инновации. – 2015. – № 12 [Электронный ресурс]. URL: http://web.snauka.ru/issues/2015/12/60977.

7. Neelov I.A. and Savchuk O.P. 3-D IO RAS-AARI Coupled Hydrodinamic-biogeochemical Model of the White Sea (Final report of INCO-Copernicus Project "WHITESEA" No. ICA2-CT-2000-10014: «Sustainable management of the marine ecosystem and living resources of the White Sea»). – 2003. – 220 p.

8. Семенов Е.В. Численное моделирование динамики Белого моря и проблема мониторинга // Изв. Рос. Акад. Наук. Физика атмосферы и океана. – 2004.– Т. 40. – № 1, С. 128-141.

9. Лунева М.В. Исследование динамики вод Белого моря на основе численного моделирования: Автореф. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. – М. 1998. – 23 с.

10. Яковлев Н.Г. Воспроизведение крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // Изв. РАН. Физикаатмосферыиокеана. – 2009. – Т. 45. – № 3. – С.1-16.

11. Chernov I. Numerical Modelling of large-scale Dynamics of the White Sea // Universal Journal of Geoscience. – 2013. – Vol. 1(3). – P. 150-153.

12. Моделируем Белое море. Режим доступа:https://sites.google.com/site/modelingthewhitesea/

13. Чернов И.А., Толстиков А.В. Численное моделирование крупномасштабной динамики Белого моря // Труды КарНЦ РАН. – № 4. – Сер. Математическое моделирование и информационные технологии. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. – С.137-142.

14. Chernov I., Tolstikov A. Sensitivity of the coupled model of the White Sea dynamics and biochemistry / 10th International Scientific and Practical Conference «Environment. Technology. Resources». – Rezekne. June 18-20. Latvia. – 2015. – P.82-84.

15. Biogeochemical Flux Model (BFM). Режимдоступа: http://bfm-community.eu.

16. Белое море. Справочник «Проект “Моря СССР”». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. – Т. II. – Вып. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биопродуктивности. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 196 с.

17. Бергер В. Я. Продукционный потенциал Белого моря. Исследования фауны морей. – Т. 60 (68). – СПб: ЗИН РАН. – 2007. – 292 с.

18. Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. – М.: Научный мир. – 2009. – 264 с.

I.A. Chernov, A.V. Tolstikov, P. Lazzari

MODELING OF THE DYNAMICS OF PRODUCERS OF THE WHITE SEA

The JASMINE model of the White Sea based on the prof. N.G. Iakovlev's model of the Arctic Ocean (FEMAO). The ecosystem block uses the italian BFM model. Preliminary results indicate reasonable mathematical modelling of producers of The White Sea. However, there are problems connected with quantity of matter.

УДК 551.465

Е.С. Щурова, Р.Р. Станичная, С.В. Станичный

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
shchurova88@gmail.com

ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ В ИССЛЕДОВАНИИ ЗАЛИВА СИВАШ

В данной работе описываются результаты исследования залива Сиваш с помощью данных дистанционного спутникового зондирования. Рассмотрены поля температуры, ледовый режим, динамика береговой линии в ходе сгонно-нагонных явлений.

Ключевые слова: залив Сиваш, Азовское море, спутниковые наблюдения.

Спутниковые методы исследования позволяют проводить наблюдения за пространственно-временными полями различных гидрологических параметров, биооптических характеристик водных объектов, оценивать динамику береговой линии в условиях постоянно меняющихся антропогенных и природно-климатических факторов, выделять определяющие условия этих изменений. В данной работе рассмотрены примеры использования спутниковых данных для изучения процессов лагуне Сиваш – заливе Азовского моря.

После комплексных исследований, проведенных в середине 20-го века, на протяжении последних сорока лет залив Сиваш практически не изучался, отсутствует система мониторинга современного состояния водоёма.

Для изучения были использованы космические снимки сканеров AVHRR, MODIS и данные сканеров спутников серии Landsat в инфракрасном и оптическом диапазонах с целью анализа изменчивости термических характеристик и оптических свойств воды.

Температурный режим.

При анализе среднемесячных значений температуры воды по данным сканера MODIS за период 2001-2013гг. отмечена высокая межгодовая изменчивость.

Были выделены наиболее теплый год (2010) и наиболее холодные (2006, 2008, 2012) годы, когда зимние температуры поверхности воды в Сиваше опускались ниже нуля, как следствие при этом наблюдался ледовый покров в Восточном Сиваше, первичные формы льда в Центральном Сиваше, Западный Сиваш и некоторые районы как Ярошикский залив, не замерзали, по причине высокой солености (более

100‰). Ледовый режим в Сиваше по продолжительности короче ледового режима Азовского моря, что связано с более высокой соленостью Сивашских вод и, как следствием, более поздним замерзанием и ранним таянием ледового покрова. Так, например, зимой 2008 года ледовый режим в Восточном Сиваше составил 77 дней (с 18.12.07 до 04.03.08), а ледовый режим Азовского моря - 84 дня (с 18.12.07. до 11.03.08). Сравнение температурного режима залива Сиваш и Азовского моря, показало разницу температур в +2°-2,5°С (рис 1а) во время весеннего прогрева (март, апрель, май) и до -1°С-2°С во время осеннего похолодания (ноябрь, декабрь). Это связано с небольшими глубинами залива Сиваш, а, следовательно, с более быстрым прогревом и остыванием, в летние же месяцы поля температуры становились более однородными. Проведённый анализ межгодовых вариаций среднемесячных температур продемонстрировал наибольшую изменчивость в переходные сезоны (рис 1, б), так средняя температура поверхности воды в марте в период с 2001- 2013гг менялась в диапазоне от 4°до 8°С, а в ноябре - от 6°-12°С.

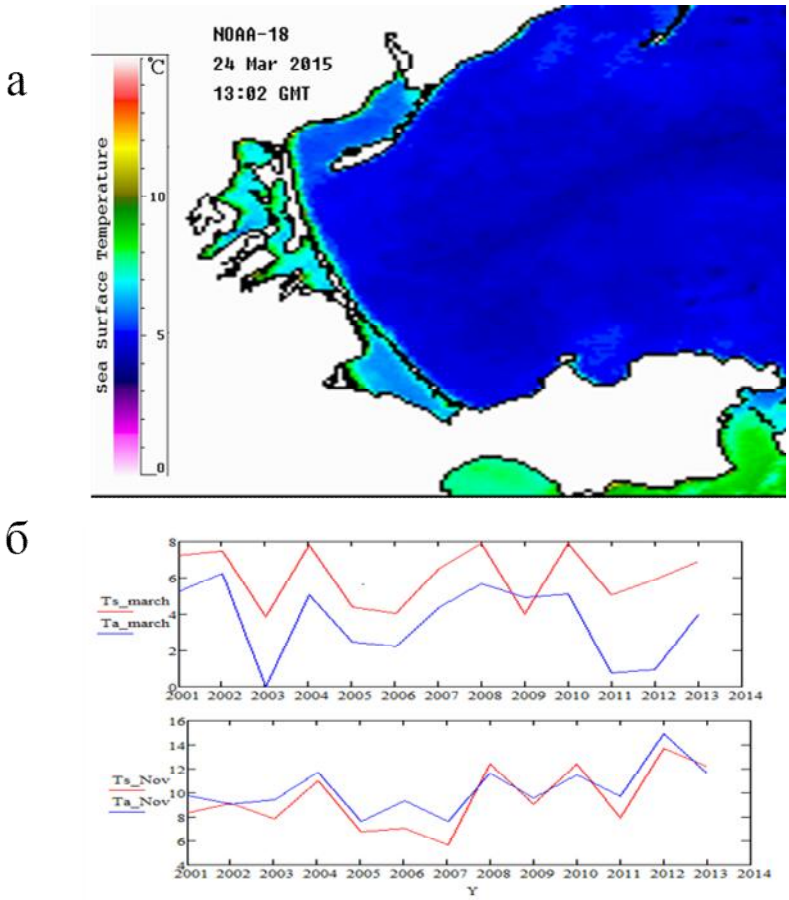


Рис.1. Пример карты-схемы температуры по данным NOAA и временная изменчивость температуры за март и ноябрь. Красная линия – Сиваш, синяя линия – Азовское море.

Проявление фильтрации вод Азовского моря через бар.

Анализ снимков Южного Сиваша показал существование в ряде случаев особенностей как в температуре, так и в оптических свойствах воды вдоль Арабатской стрелки. Причём аномалии температуры, как правило проявлялись в виде локальных областей (направленных от берега струй), а в оптическом диапазоне в этом районе наблюдаются зоны с пониженным рассеянием (мутностью). Возможной причиной таких проявлений может быть интрузия азовских вод через бар Арабатской стрелки [1,2]. Пример такого проявления в поле температуры по данным сканера TIRS спутника Landsat 8 10.04.2015 показан на рис.2 а. На снимках в оптическом диапазоне сканера MODIS за 08.08.2015 (рис 2б) хорошо выделяются области более прозрачных вод. Ветровые условия, предшествующие подобным проявлениям, характеризовались сильными >10м/с ветрами восточного и северо-восточного направления. Пример поля ветра по данным NOMADS NOAA [3]. за 08.08.2015 12GMT приведён на рис 2в. Такого рода ветра приводят к повышению уровня воды с Азовской стороны бара и соответствующему понижению со стороны Сиваша и способствуют усилению фильтрации (интрузии) вод через бар. Отметим что неоднородности в поле температуры и оптических данных наблюдаются в одних и тех-же районах Арабатской стрелки, что может свидетельствовать о существовании участков с повышенной проницаемостью.

.

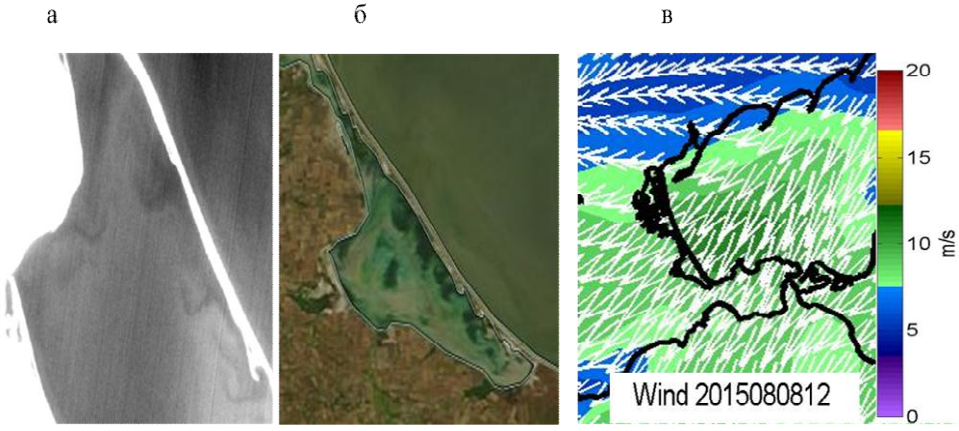


Рис.2.Фильтрация Азовской воды через Арабатскую стрелку 08.08.2015 ((а)- в инфракрасном диапазоне, (б)- в оптическом диапазоне,
(в)- схема ветровых условий, м/с)

Динамика береговой линии при различных ветрах

На основе снимков сканера OLI спутника Landsat 8 проанализирована внутрисезонная динамика береговой линии Сиваша при различных ветровых условиях. Для этого были собраны и

проанализированы снимки Landsat за летний сезон 2013 г., характеризующиеся различными ветровыми характеристиками по данным оперативной модели NOMADS NOAA.

Поскольку Сиваш является мелководным заливом, и главным фактором колебания уровня и важнейшей рельефообразующей причиной являются сгонно-нагонные явления. Проводилось сравнение береговых зон в дни, когда преобладали ветры северо-восточных румбов, определяющие процессы нагонов с днями, когда преобладали ветра, не влияющие на изменения береговой линии.

В результате анализа спутниковых данных, были определены участки, на которых при нагонных ветрах повышается уровень воды, с другой стороны были выделены большие ветровые засухи, которые обнажаются на сотни метров в результате сгонов. При нагонах в Сиваше уровень обычно повышается на 0.5 м, реже до 0.7-0.8 м.[4], в зависимости от глубины и характера береговой зоны, площади нагонов варьируются от 30 до 60м. В Западном Сиваше, где глубины едва достигают 0.5 м, воздействие сгонно-нагонных процессов особенно заметно, так некоторые участки осушаются во время сгона до 500 метров, на рисунке 3 результаты наложения двух снимков сканера OLI спутника Landsat 8 района западной ветви Сиваша от 22.05.13 и от 07.06.13, выполненных при различных ветровых условиях, красным цветом обозначены области сгона.



Рис. 3.Результат наложения двух изображений сканера Landsat (май и июнь 2013 г.)

Таким образом, использование современных спутниковых методов предоставляет возможности систематического наблюдения за изменениями акватории залива Сиваш – что особенно актуально,

поскольку исследуемый объект, с точки зрения проведения традиционных экспедиционных исследований, весьма сложный.

Получены характеристики межгодовой изменчивости поля температуры и ледового режима залива Сиваш в 21м веке. Анализ снимков Восточного Сиваша позволил выявить проявление фильтрации вод Азова через Арабатскую косу и локализовать зоны возможной интрузии при ветрах восточного направления. Рассмотрена динамика береговой линии при различных ветровых условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. – М.:Издательство Академии наук СССР, 1962. – 712 с.

2. *Понизовский А.* Соляные ресурсы Крыма. - Симферополь: Крым, 1965. – 163 с.

3. http://dvs.net.ru/mp/data/main_ru.shtml - морской портал отдела дистанционных методов МГИ РАН

4. *Михайлов В.А.* Про характер берегов Сиваша // Ученые записки Таврического Национального университета им. В.И.Вернадского. – 2005. – Серия «География». – Том 20 (59), № 2. – С. 322-333.

E.S.Shchurova, R.R.Stanichnaya, S.V. Stanichny

SATELLITE DATA FOR THE SIVASH BAY STUDY

This paper describes the results of the Sivash bay study on the base of satellite data. Temperature regimes, ice conditions, intrusions and dynamics of the coastline for different winds are discussed.

СЕКЦИЯ 4

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Работа секции посвящена вопросам создания новых приборов для измерения параметров морской среды и разработки геоинформационных систем для мониторинга морей России. Отдельное внимание уделяется развитию оптических, акустических и радиолокационных методов исследования морской среды, созданию и усовершенствованию автономных океанографических приборов – дрифтеров, буев-профилемеров и заякоренных буев, оптических и радиолокационных приборов.

УДК 621.37

А.А. Безгин[1,2], Н.Ю. Юркевич[1]

[1]*Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь*
[2]*Севастопольский государственный университет, г. Севастополь*
bezghinaa@gmail.com

СОВРЕМЕННЫЕ СИСТЕМЫ СПУТНИКОВОЙ СВЯЗИ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРИМЕНЕНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОГРАФИИ

Проведен обзор и сравнение спутниковых систем связи «*Argos*», «*Iridium*» и «Гонец» с точки зрения применения в океанской наблюдательной сети в качестве средства для трансляции данных измерений и определения координат измерительных платформ.

Ключевые слова: спутниковая связь, *Argos*, *Iridium*, Гонец, морская измерительная платформа, дрифтер.

В последнее время одним из основных источников систематической оперативной комплексной информации о состоянии верхнего слоя океана и приводной атмосферы, получаемой при помощи контактных методов измерений, стали автономные свободно дрейфующие поверхностные буи (дрифтеры) со спутниковой связью. Современные измерительно-информационные возможности дрифтеров позволяют выполнять контактные измерения практически всего комплекса параметров среды в любом районе Мирового океана, обеспечивая доставку информации пользователям в режиме времени, близком к реальному.

Одними из основных составляющих океанской наблюдательной сети на основе дрифтеров являются системы связи на базе низкоорбитальных спутников, позволяющие оперативно, с малыми энергетическими затратами и в глобальном масштабе осуществлять передачу информации из точки проведения измерений конечным пользователям.

На сегодняшний день в дрифтерах устанавливается приемо-передающее оборудование главным образом двух спутниковых систем — *Iridium* и *Argos*.

Наиболее распространённой спутниковой системой связи для сбора информации с научно-исследовательских платформ является система *Argos* [1]. Система *Argos* — международная система сбора данных и определения координат объектов, на которые установлены соответствующие спутниковые радиомаяки (трансмиттеры). Система *Argos* разработана в интересах различных служб и отраслей науки, занятых исследованием окружающей среды: океанологии, метеорологии, вулканологии, гляциологии [1].

Источниками информации в системе являются датчики физических параметров среды (давления, температуры, солености воды и т. д.), устанавливаемые на научные платформы, которые могут представлять собой морские радиобуи, неподвижные станции и т. д. Система обеспечивает сбор, передачу информации и определение координат платформ, расположенных в любой точке Земли.

Второй по распространенности при решении научно-исследовательских задач стала спутниковая система *Iridium*. Это система мобильной персональной связи, предлагающая такие услуги как мобильную телефонную связь в любой точке земного шара, всемирный буквенно-цифровой пейджинг, определение местоположения источника сообщения, мобильный интернет и т. д. [2]. Спутниковые терминалы *Iridium* применяются для передачи голосовых сообщений, передачи данных и текстовых *SMS* сообщений, а также для мониторинга подвижных объектов (например, транспорта). Зона покрытия системы в настоящий момент составляет 100% земного шара.

В последние годы компания «*Iridium Satellite LLC*» предприняла достаточно успешную попытку выхода на рынок мобильных устройств сбора данных. Этому способствовало появление на рынке недорогих модемов спутниковой связи, обладающих ограниченным функционалом. Например, в линейке так называемых *SBD*-модемов (*Iridium* 9601, 9602 и 9603) отсутствуют возможности осуществления голосовой связи, нет сервисов прямого интернет соединения, обмена *SMS*-сообщениями и ряда других возможностей. Тем не менее, в модемах этого семейства реализована технология передачи сообщений *SBD* (*Short-Burst Data*) — простая и эффективная возможность передавать малые объемы данных (сотни байт) в режиме времени, близком к реальному. Эта технология хорошо согласуется с требованиями к телеметрии современных автономных наблюдательных платформ, предназначенных для мониторинга состояния окружающей среды: объем единоразово передаваемых данных — несколько десятков байт при относительно большой скважности. Все это вкупе с малыми габаритами модема и антенны, низким энергопотреблением, приемлемой стоимостью и разумной тарификацией трафика явилось предпосылкой широкого применения *SBD*-модемов в составе различных систем сбора данных, в том числе в дрейфующих буях [2].

В Российской Федерации разрабатывается собственная система спутниковой связи «Гонец» [3]. Многофункциональная система персональной спутниковой связи «Гонец» предназначена для передачи данных и предоставления услуг связи абонентам, расположенным в любой точке Земного шара, в интересах различных государственных и коммерческих потребителей. Система ориентирована главным образом на российский сегмент пользователей, в частности, приоритетными областями

применения являются обеспечение связи с удаленными территориями России со слаборазвитой инфраструктурой (Крайний Север, Сибирь, Дальний Восток и др.), создание выделенных ведомственных (банковских, медицинских, административных) сетей связи и т. д.

Абонентские терминалы системы «Гонец» могут быть переносными, приемными, стационарными, мобильными и автономными [3]. Они обеспечивают прямой доступ к спутниковым каналам, то есть непосредственно общаются со спутниками, находящимися в зоне радиовидимости. Связь со спутником устанавливается автоматически без участия оператора. Абонентские терминалы имеют ряд модификаций, спроектированных на общих принципах.

Абонентский терминал системы «Гонец» состоит из радиомодема с устройством определения местонахождения или без него, ненаправленной антенны, персонального компьютера или встроенной клавиатуры с дисплеем и источника питания.

Связь внутри региона, диаметр которого меньше 5000 км (пятно радиовидимости одного спутника), осуществляется в масштабе времени, близком к реальному. При этом внутри региона абоненты системы «Гонец» устанавливают связь между собой непосредственно через спутник, а с абонентами сетей общего пользования дополнительно используется региональная станция.

Если абоненты находятся в разных регионах, то цифровая информация передается в режиме «электронная почта». Переданное на спутник сообщение запоминается и передается получателю, когда он появится в зоне радиовидимости этого спутника. Время доставки информации в этом случае составляет несколько часов [3].

Рассмотрим представленные в табл. 1 системы с точки зрения применения в океанской наблюдательной сети в качестве средства для трансляции данных измерений и определения координат измерительных платформ [4]. В качестве платформы будем рассматривать морской автономный дрейфующий буй типа *SVP*, являющийся основой современной глобальной системы контактных наблюдений в океане.

Система *Iridium* обеспечивает качественное глобальное покрытие всей поверхности Земли. С появлением малогабаритных *SBD*-модемов область применения системы расширилась и на океанскую наблюдательную сеть. В настоящее время около 25 % океанских наблюдательных платформ (в основном якорных буев) оснащены терминалами *Iridium*. Однако рост их применения сдерживается двумя факторами. Во-первых, система обеспечивает определение координат буев с большой погрешностью — до 10000 м, что приводит к значительным ошибкам при определении траекторных характеристик дрейфующих платформ и является неприемлемым для решения большинства океанографических задач.

Дополнительное оснащение дрейфующих буев приемниками *GPS* решает эту проблему лишь отчасти, поскольку удорожает буй и требует принятия специальных мер для обеспечения работы приемников в условиях постоянных погружений, характерных для буев типа *SVP* с подводными парусами. Наконец, основным владельцем и пользователем системы является Министерство обороны США, что сдерживает использование системы *Iridium* в различных национальных научных проектах и программах из-за возможного ввода ограничений на использование системы.

Таблица 1

Характеристики низкоорбитальных спутниковых систем

Система	*Argos*	*Iridium*	«Гонец»
Высоты орбит спутников / тип орбит	850 км / полярные солнечно-синхронные	780 км / круговые орбиты	1400 км / круговые орбиты
Количество действующих спутников	7	66 (7 резерв.)	12
Определение местоположения / погрешность	Доплер / 250…1500 м	Доплер / 300…10000 м	Доплер / до 1000 м
Мощность передатчика абонентского устройства	до 2 Вт	5 Вт	8...10 Вт
Степень покрытия земного шара	100 %	100 %	Россия, периодическая связь
Двусторонняя связь	есть в *Argos*-3	есть	Есть
Владелец	Международная	Министерство обороны США (основной)	Россия

Полностью российская система спутниковой связи «Гонец» обладает хорошим функционалом, однако не обеспечивает глобальное покрытие, так как разработана для наименьшего времени ожидания сеанса связи на территории России. Передатчики этой системы являются достаточно мощными по сравнению с терминалами других систем, что является неприемлемым для автономных систем типа дрейфующих буев.

Во многом свободна от указанных недостатков система связи *Argos*. Эта система успешно функционирует уже более трех десятилетий, имеет

развитую инфраструктуру и является дружественной к пользователю с точки зрения простоты применения.

Поскольку излучаемая передающими терминалами мощность не превышает 2 Вт (типовое значение составляет 1 Вт), а терминалы работают с большой скважностью, то система является энергетически эффективной для применения в качестве средства передачи данных с автономных буев. Кроме того, система *Argos* обеспечивает приемлемый для большинства океанографических приложений уровень погрешности при определении координат платформ доплеровским способом. Учитывая, что определение координат таким способом производится без дополнительных энергетических затрат со стороны буя, очевидно, что система спутниковой связи *Argos* стала де-факто стандартом для океанской наблюдательной сети. В настоящее время около 75 % морских наблюдательных платформ работают в рамках системы *Argos*.

Таким образом, для решения задач оперативной океанографии целесообразно использовать спутниковые системы связи *Iridium* и *Argos*. Характеристики спутниковой системы «Гонец» не позволяют использовать для сбора данных с для автономных систем типа дрейфующих буев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *User's manual* [Электронныйресурс] / *CLS group*. — *http*://*www.argos-system. org/web/en*/76-*user-s-manual.php*. — 15.08.2014.

2. Савочкин А.А. Спутниковые системы связи: Учебное пособие / СевНТУ. — Севастополь: Б.И., 2012. — 113 с.

3. Низкоорбитальная космическая система персональной спутниковой связи и передачи данных / Под ред. Генерального конструктора многофункциональной космической системы персональной спутниковой связи и передачи данных, президента ОАО «Спутниковая система «Гонец» А.И. Галькевича. — Тамбов: ООО «Издательство Юлис», 2011. — 169 с.

4. Безгин А.А., Лунев Е.Г., Савочкин А.А. Сравнительный анализ спутниковых систем связи Argos и Гонец / Материалы 25-й Международной крымской конференции СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии в двух томах (КрыМиКо 2015) (г. Севастополь, 6 — 12 сентября 2015г.). — Севастополь, 2015. — С. 229-230.

A.A. Bezgin[1,2], N.Y. Urkevich[1]
Marine Hydrophysical Institute RAS[1], Sevastopol
Sevastopol State University[2], Sevastopol
bezghinaa@gmail.com

MODERN SATELLITE COMMUNICATION SYSTEMS AND THEIR USE FOR SOLVING OPERATIONAL OCEANOGRAPHY PROBLEMS

The survey and the comparison of the satellite communication systems «Argos», «Iridium» and "Gonets" was conducted from the point of view of the application in the ocean observation network as a mean to broadcast measurements data and determinate the coordinates of the measuring platform.

УДК 551.46.062.7

Е.М. Быков[1], А.А. Безгин[1,2], Е.Г. Лунев [1]

Морской гидрофизический институт РАН [1], г. Севастополь
Севастопольский государственный университет [2], г. Севастополь
marlin@marlin-yug.com

СОЗДАНИЕ И ПРИМЕНЕНИЕ АВТОНОМНЫХ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ ПЛАТФОРМ В АРКТИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ

Приводятся результаты разработки автономного термопрофилирующего дрифтера, ориентированного на исследования полярных регионов Мирового океана. На основании анализа данных долговременных полярных экспериментов с термопрофилирующими дрифтерами сделан обоснованный вывод о возможности построения надежной и экономичной системы дрифтерных наблюдений в арктическом регионе Мирового океана.

Ключевые слова: дрифтер, профиль температуры, верхний слой океана, арктические наблюдения.

Начиная с 2012 г., началась разработка, испытание и внедрение в систему глобальных наблюдений океана и приводной атмосферы различных морских и ледовых буев, предназначенных для работы в полярных регионах и прежде всего в Арктике [1]. Был разработан ряд буйковых станций, предназначенных для решения научно-исследовательских и прикладных задач. Спутниковые радиомаяки в корпусах диаметром 20 см используются для изучения движения льдов в Обской губе и арктических морях, прилегающих к России. Парашютная версия этого радиомаяка применяется для маркировки льдин с животными. Специализированные буи разработаны для трассировки айсбергов и возможных нефтяных разливов в районах установки буровых платформ. Создана версия барометрических буев с подводными парусами для запуска в воде с последующим вмерзанием в ледовые образования для изучения их динамики. Технические и методические решения, реализованные в первых полярных дрифтерных экспериментах и прошедшие долговременные испытания в арктических условиях, стали основой для создания специализированных автономных средств исследования водной толщи и ледового покрова Арктики и методов их применения.

Наиболее важной разработкой являются не имеющие мировых аналогов «ледовые» термопрофилирующие буи (дрифтеры) типа BTC60/GPS/ice, предназначенные для изучения термической изменчивости в верхнем слое океана, в том числе подо льдом в полярных регионах. Структура такого буя представлена на рис. 1, а. Буй имеет

специализированную термолинию длиной 60 м и диаметром 13 мм, в которую интегрированы датчики температуры и гидростатического давления. Технология постановки предусматривает установку буя как на лед в пробуренное отверстие, так и на поверхность воды с последующим вмерзанием в лед.

В Арктике в 2012 – 2015 гг. в рамках проекта UpTempo [2] Международной Арктической Буйковой Программы (IABP) было развернуто более 30 дрифтеров типа BTC60/GPS/ice, общее время жизни которых по состоянию на июль 2015 г. превысило 6500 суток. По данным дрифтеров было получено более 155000 профилей температуры, в том числе под ледовыми образованиями. Наиболее интенсивно дрифтерные наблюдения проводились в двух регионах: море Бофорта – Канадская котловина и Центральная Арктика. Траектории дрейфов в этих регионах показаны на рис. 1, б, в.

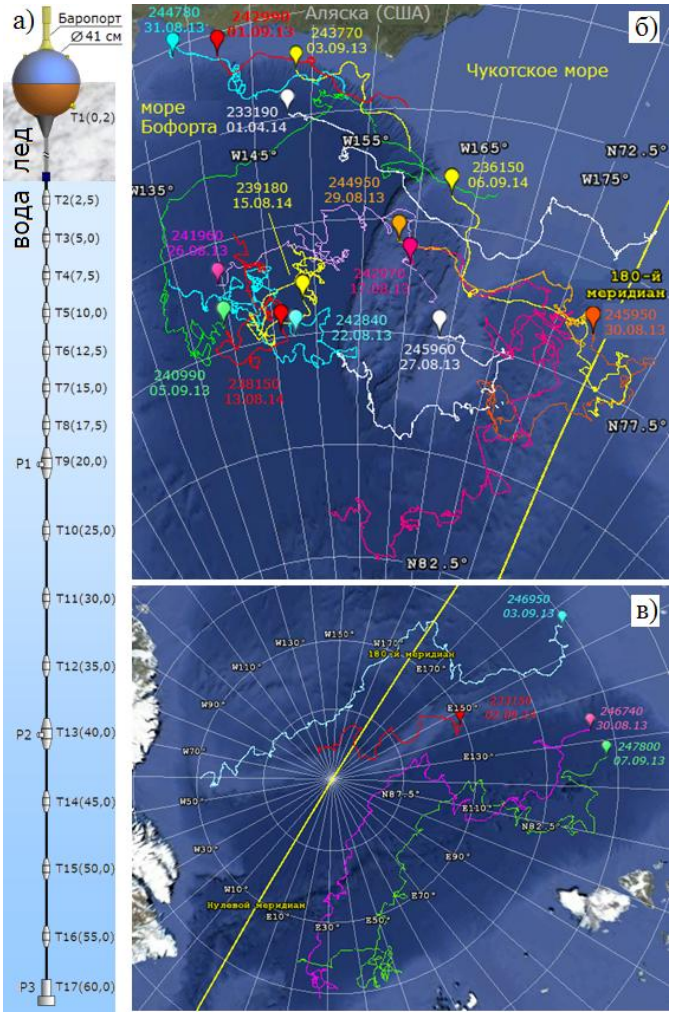


Рис. 1.Структура «ледового» термопрофилирующего дрифтера типа BTC60/GPS/ice (а). Траектории «ледовых» термопрофилирующих дрифтеров BTC60/GPS/ice, развернутых в арктическом регионе в 2012 – 2014 гг.: море Бофорта – Канадская котловина (б); Центральная Арктика (в)

Получены уникальные данные синхронных измерений термической изменчивости в верхнем слое океана до глубины 60 м под ледовыми образованиями Северного Ледовитого океана. Доставка данных пользователям осуществляется по каналу спутниковой связи в режиме времени, близком к реальному. В качестве примера на рис. 2, а показана траектория движения дрифтера IMEI 236150, развернутого в районе Чукотского плато. Профили температуры, полученные с дискретностью 1 ч в течение времени дрейфа более 11 мес., показаны на рис. 2, б.

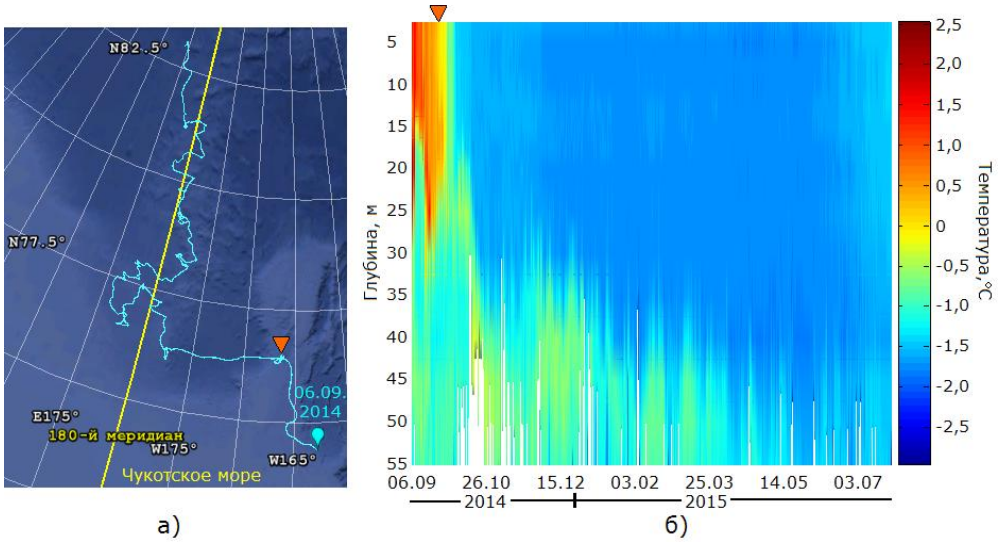


Рис. 2. Траектория (а) и вертикальное распределение температуры (б) по данным дрифтера IMEI 236150, развернутого 6 сентября 2014 г. Оранжевыми маркерами отмечены положение дрифтера и распределение температуры на 6 октября 2014 г.

Среди наиболее интересных результатов термопрофилирования верхнего слоя полярного океана – долговременные ряды данных о пространственно-временной изменчивости такой структурной особенности верхнего подледного слоя океана, как подповерхностный максимум температуры, механизмы формирования и сезонные эволюции которого малоизученны [3]. На рис. 3 показаны результаты дрифтерного мониторинга вертикального распределения температуры в верхнем слое океана в районе Северного полюса по данным дрифтера IMEI 246740 (траектория дрейфа – на рис. 1, в).

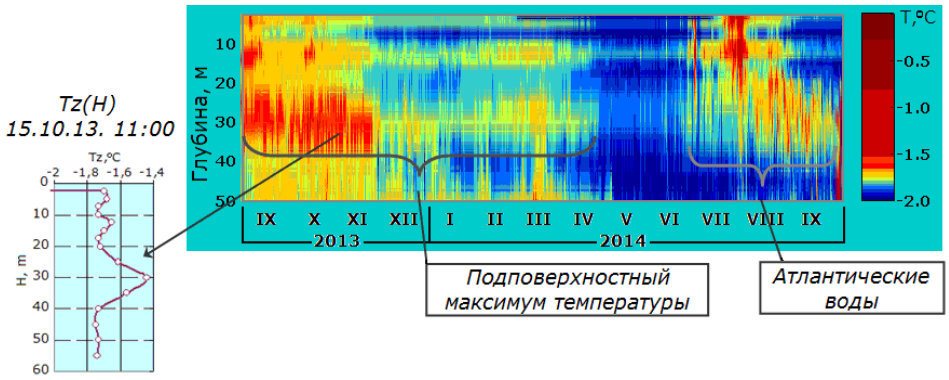


Рис. 3. Термическая структура подледного слоя океана в районе Северного полюса по данным дрифтера IMEI 246740 (сентябрь 2013 – октябрь 2014 г.)

Подповерхностный максимум температуры хорошо прослеживался в течение осени – зимы 2013 и весны 2014 гг. Средняя глубина оси максимума за время наблюдения оставалась стабильной и составляла около 30 м. На рис. 3 слева приведено характерное для осеннего периода наблюдений вертикальное распределение температуры по данным измерений на 11 ч 00 мин 15 октября. Полученные результаты позволяют уточнить современные представления о генезисе и эволюции подповерхностного максимума температуры, сезонных изменениях теплосодержания поверхностного слоя (см., например, [4]).

В ряде случаев данные термопрофилирования дают возможность оценить толщину льда и ее пространственно-временную изменчивость. Так, на графиках рис. 4, построенных по результатам измерений температуры на верхних горизонтах термолиний дрифтеров IMEI 246740 и IMEI 247800 (соответствующие участки траекторий показаны на рис. 4 справа), хорошо видны области с температурами ниже минус 1,8 °С (точка замерзания арктических поверхностных вод).

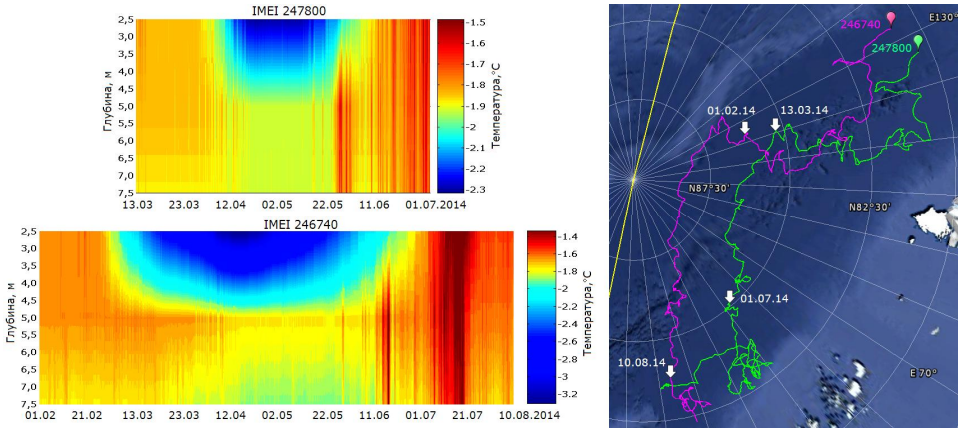


Рис.5. Оценивание толщины льда по результатам измерений температуры (слева) на верхних горизонтах дрифтеров IMEI 247800 и IMEI 246740. На траекториях (справа) соответствующие участки отмечены маркерами белого цвета.

Судя по термической изменчивости, толщина льда на отмеченных маркерами участках дрейфов достигала 4 – 5 м. Динамические характеристики процессов льдообразования могут быть получены с привлечением результатов измерений траекторий дрифтеров по данным встроенных приемников GPS.

Рассмотренные здесь результаты арктических экспериментов показывают, что автономные термопрофилирующие «ледовые» дрифтеры являются эффективным инструментом исследований полярного океана. Полученные в ходе экспериментов уникальные долговременные ряды систематических оперативных данных о вертикальном распределении температуры в верхнем подледном слое океана позволяют существенно расширить и уточнить представления о процессах взаимодействия в системе «атмосфера-лед-океан».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Толстошеев А.П., Лунев Е.Г., Мотыжев С.В., Быков Е.М. Создание, испытание и внедрение дрейфующих буев, предназначенных для применения в полярных и приполярных регионах / XIV Международная научно-техническая конференция «Современные методы и средства океанологических исследований МСОИ-2015» (Москва, 19 – 21 мая 2015 г.). – М.: АПР, 2015. – С. 77-78.

2. Steele M., Rigor I. Measuring of the Upper Layer Temperature of the Arctic Ocean / Results from the Third NSF AON Principal Investigators (PI) Meeting (Boulder, 30 November – 2 December 2009). – pp. 102-104.

3. Identification, characterization, and change of the near-surface temperature maximum in the Canada Basin, 1993 – 2008 / Jackson J.M. et al. // J. Geophys. Res. – Oceans 115. 2010.

4. Modeling the formation and fate of the near-surface temperature maximum in the Canadian Basin of the Arctic Ocean / Steele M. et al. // J. Geophys. Res., 116, C11015, doi:10.1029/2010JC006803.

Bykov E.M., Bezgin A.A., Lunev E.G.

DEVELOPMENT AND PRACTICAL USAGE OF AUTONOMOUS DATA ACQUISITION PLATFORMS IN ARCTIC

The temperature-profiling drifter for polar applications is described. The unique long-term temperature and drift trajectory data set is obtained and some features of thermal structure under the ice fields near the North Pole region are analyzed.

УДК 550.388

С.Ю. Белов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва
Belov_Sergej@Mail.Ru

О СПОСОБАХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРА СИГНАЛ/ШУМ ПРИ ОТРАЖЕНИИ РАДИОВОЛН ОТ ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА ДВУХ СРЕД В КВ-ДИАПАЗОНЕ

Предложен новый некогерентный метод оценки параметра сигнал/шум β_K ионосферного сигнала. Выполнен сравнительный анализ и показано, что по аналитической (относительной) точности определения параметра β_K новый метод на порядок превосходит широко используемый стандартный и одного порядка с известной когерентной методикой.

Ключевые слова: рассеяние радиоволн поверхностью, методика измерения, дистанционное зондирование, КВ-диапазон, параметр рассеяния сигнал/шум, ионосфера.

Параметр β_K возвращённого, частично рассеянного ионосферного сигнала (ИС) представляет интерес, как важная характеристика “возмущённости”, статистически неоднородной среды, показатель надёжности работы ионосферных каналов связи и диагностических в том числе. Оперативная и надёжная оценка параметра β_K имеет общефизический интерес (радиофизика, геофизика, оптика и т. д.), конкретизация осуществлена для ионосферного случая. Данный диапазон позволяет диагностировать и подповерхностный слой, поскольку параметр рассеяния формируется не только на границе раздела двух сред, но и неоднородностями диэлектрической проницаемости подповерхностных структур.

Проблема измерения и учёта рассеивающей способности земной поверхности в коротковолновом диапазоне радиоволн важна для решения ряда задач, например, при диагностике свойств среды с помощью методов, использующих этот радиодиапазон, когда на трассе происходит промежуточное отражение (рассеяние) от земной поверхности, что представляет интерес для геологоразведочных и экологических исследований.

Важнейшими аспектами при использовании средств космического базирования для целей природопользования и экологического мониторинга являются выбор рабочего диапазона зондирования и вопросы влияния сред на проходящее излучение. Выбор КВ диапазона позволяет учитывать подповерхностный слой (толщины порядка длины волны падающего излучения).

В фиксированной точке приёма на поверхности земли (в скалярном приближении) ИС, узкополосный случайный процесс E(t) представляет собой суперпозицию “зеркальной” $E_0(t)$ и рассеянной $E_P(t)$ по нормальному закону компонент:

$$\begin{aligned}\mathcal{E}(t) = \mathcal{E}_0(t) \;+\; \mathcal{E}_P(t) \;= E_{00}\cdot e^{i\cdot\left(\omega_0\cdot t-\varphi(t)\right)} + \mathcal{E}_P(t) = \\ = R(t)\cdot e^{i\cdot\left(\omega_0\cdot t-\Phi(t)\right)} = \left[E_C(t)+i\cdot E_S(t)\right]\cdot e^{i\cdot\omega_0\cdot t},\end{aligned} \tag{1}$$

где $\varphi(t)$, $\Phi(t)$, $R(t)$, $E_m(t)$, m=c,s – медленные на периоде $T=\frac{2\cdot\pi}{\omega_0}$ случайные процессы; E_{00} = Const.

Параметр рассеяния определяется отношением:

$$\beta_k^2 = \frac{\text{мощность зеркальной компоненты}}{\text{мощность рассеянной компоненты}} = \frac{E_{00}^2}{2\cdot\overline{\mathcal{E}_P^2}}\ . \qquad (\quad)$$

Здесь и ниже черта “ — ” означает статистическое усреднение. $E_C(t) = R(t)\cdot\cos\Phi(t)$ и $E_S(t) = R(t)\cdot\sin\Phi(t)$ – низкочастотные квадратуры ИС, $R(t)$ – огибающая, $\Phi(t)$ – суммарная фаза.

При этом индекс K = E4, R2, R4 означает экспериментально регистрируемые первичные случайные процессы и соответствующий метод их регистрации: E4 – когерентный; R2, R4 – некогерентные амплитудные.

Достаточно широко используется для оценки β_K (2) стандартный некогерентный R2-метод, основанный на соотношении [1]:

$$\frac{\overline{R^2}}{\left(\overline{R}\right)^2} = f\left(\beta_{R2}\right) = \frac{4}{\pi}\cdot\frac{\left(1+\beta_{R2}^2\right)\cdot\exp\left(\beta_{R2}^2\right)}{\left[\left(1+\beta_{R2}^2\right)\cdot I_0\left(\beta_{R2}^2/2\right)+\beta_{R2}^2\cdot I_1\left(\beta_{R2}^2/2\right)\right]^2}. \tag{3}$$

$I_n(x)$ –функция Бесселя n-го порядка от чисто мнимого аргумента.

Используя когерентныйE4-метод, когдаβ_{E4}оценивается по эксцессуγ_{E4} квадратур [2, 3]:

$$\gamma_{E4}\left(\beta_{E4}\right) = \frac{\overline{E_m^4}}{\left(\overline{E_m^2}\right)^2} - 3 = -\frac{3}{2}\cdot\frac{\beta_{E4}^4}{\left(1+\beta_{E4}^2\right)^2}; \quad m=c,s. \tag{4}$$

Следует заметить, что измеряемыми первичными параметрами являются отношения моментов $\overline{R^2}\Big/\left(\overline{R}\right)^2$, $\overline{E_m^4}\Big/\left(\overline{E_m^2}\right)^2$ соответственно. Естественно, соотношения (3), (4) получены с учётом определённых моделей структуры ИС. Исследования показали, что вероятностные свойства ИС (1) отражений первой кратности достаточно хорошо описываются моделью Райса со смещённым спектром (РС-модель) [4–6], на основе которой получены выражения (3), (4). Априори заметим, что выражение (4) когерентной методики E4 обеспечивает на порядок более высокую относительную аналитическую точность оценки параметра β_K [7–9].

В настоящей работе предлагается новый некогерентный R4-метод определения β_{R4} по эксцессу γ_{R4} огибающей для РС-модели [2]:

$$\gamma_{R4}(\beta_{R4}) = \frac{\overline{R^4}}{\left(\overline{R^2}\right)^2} - 3 = \gamma_{R4}(\beta_{R4}) = -1 - \frac{\beta_{R4}^4}{\left(1+\beta_{R4}^2\right)^2}. \qquad (5\quad)$$

Для сопоставления приведённых методов в смысле относительных погрешностей, допускаемых при вычислении β_K, обусловленных видом функциональных зависимостей $f(\beta)$, $\gamma_{E4}(\beta)$ и $\gamma_{R4}(\beta)$, получим выражения (6):

$$\varepsilon_k = \left|\frac{\Delta\beta_K}{\beta_K}\right| = \left|\frac{1}{\beta_K}\cdot\frac{dG_K}{dZ_K}\cdot\Delta(Z_K)\right|, \qquad (6)$$

где K = R2, E4, R4; $G_K = f, \gamma_{E4}, \gamma_{R4}$; $\Delta(Z_K)$ – абсолютные статистические ошибки измеряемых величин: $Z_K = \frac{\overline{R^2}}{\left(\overline{R}\right)^2}, \frac{\overline{E_m^4}}{\left(\overline{E_m^2}\right)^2}, \frac{\overline{R^4}}{\left(\overline{R^2}\right)^2}$.

Погрешности (включая статистические) для разных методик определения β_K:

$$\varepsilon_{R2}(\beta) = \frac{\pi}{8}\cdot\frac{\left[\left(1+\beta^2\right)\cdot I_0\left(\beta^2/2\right)+\beta^2\cdot I_1\left(\beta^2/2\right)\right]^3}{\beta^2\cdot\exp\left(\beta^2\right)\cdot I_1\left(\beta^2/2\right)}\cdot\Delta\left(Z_{R2}\right); \qquad (7а)$$

$$\varepsilon_{E4}(\beta) = \frac{\left(1+\beta^2\right)^3}{6\cdot\beta^4}\cdot\Delta\left(Z_{E4}\right) \qquad (7б)$$

$$\varepsilon_{R4}(\beta) = \frac{\left(1+\beta^2\right)^3}{4\cdot\beta^4}\cdot\Delta\left(Z_{R4}\right). \qquad (7в)$$

Статистическая ошибка $\Delta(Z_K)$ зависит от объёма выборки N и при одинаковых объёмах выборки может быть разной для каждого из способов. Чтобы акцентировать внимание на погрешностях за счёт различия функциональных зависимостей (3) – (5), нормируем (7) на $\Delta(Z_K)$.

Графики зависимостей $\varepsilon_K^* = \frac{\varepsilon_K}{\Delta(Z_K)}$ для β_{R2} , β_{E4} и β_{R4} приведены на рис. 1. ε_K^* будем ниже называть аналитической (относительной) погрешностью метода.

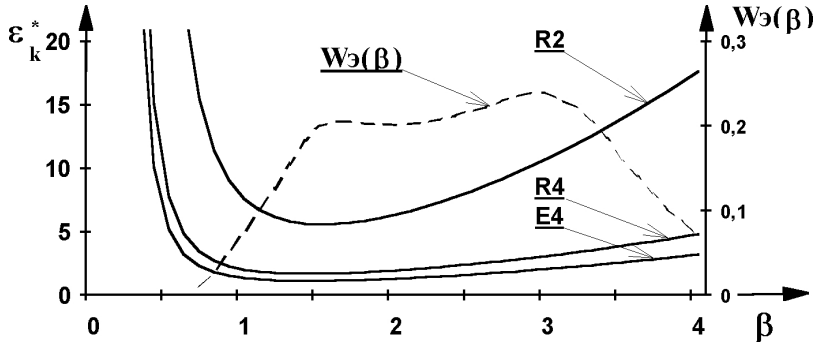


Рис. 1. Графики зависимостей ε_K^*, K = R2, R4, E4 (сплошные линии) и экспериментальное распределение $W_Э(\beta)$ (пунктир) (слой F2, 4.5 – 9.5 МГц, единичный сигнал).

Экспериментальное распределение $W_Э(\beta)$ определяет диапазон изменения β

Из выражений (4) и (5) видно, что $\varepsilon_{E4}^* = \frac{2}{3} \cdot \varepsilon_{R4}^*$ – одного порядка и существенно (на порядок) превосходят точность измерения стандартной R2-методики [10–12]. В итоге, анализ аналитических погрешностей оценки параметра β_K позволил рекомендовать метод R4 вместо стандартного R2. При этом достаточно высокая аналитическая (относительная) точность оценки параметра β_K может быть достигнута с помощью некогерентной аппаратуры, используя выражение (5) метода R4. Естественно, что за когерентной методикой E4 остается возможность оптимизации статистической ошибки путём соответствующей специальной цифровой обработки ИС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альперт Я. Л. Распространение радиоволн в ионосфере. АН СССР, М., 1960. – 480 с.

2. Белов С. Ю. Методы оценки параметра сигнал/шум в коротковолновом диапазоне радиоволн. // Физические проблемы экологии (Экологическая физика) №16. Сборник научных трудов под ред. В. И. Трухина, Ю. А. Пирогова, К. В. Показеева. М.: МАКСПресс. 2010, С. 31 – 38.

3. Белов С. Ю. Численное моделирование в задаче тестирования метода дистанционной диагностики рассеивающей способности земной поверхности в КВ-радиодиапазоне. // Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов-2015». / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2015 г.

4. Белов С. Ю. О методах определения параметра сигнал/шум на примере распространения радиосигнала в канале Земля – Ионосфера. // Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов-2013». / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, М.В. Чистякова. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2013 г., С. 73.

5. Белов С. Ю. Дистанционная диагностика рассеивающей способности земной поверхности в декаметровом диапазоне радиоволн. // XVI Международный симпозиум с элементами научной школы для молодёжи "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы". 2009 г., Томск, С. 279-280.

6. Белов С. Ю., Белова И. Н. Выявление экологического риска при мониторинге поверхности земли методом дистанционного зондирования в коротковолновом диапазоне радиоволн. // Сборник трудов II Всероссийской научной конференции «Экология и космос» имени академика К. Я. Кондратьева. / Под общ. ред. Ю. В. Кулешова. - 461 с, СПб.: ВКА имени А. Ф. Можайского, 2015 г., С. 70-76.

7. Белов С. Ю., Белова И. Н. О параметре “возмущённости” неоднородного флуктуирующего дифракционного экрана. // Международный Симпозиум по Атмосферной Радиации и Динамике "МСАРД–2015" 2015 г., С. Петербург, 2015, С. 103.

8. Белов С. Ю. Дистанционная диагностика рассеивающей способности земной поверхности в КВ-диапазоне. // Перспективы развития научных исследований в 21 веке: сборник материалов 6-й международной научно-практической конференции. – г. Махачкала: ООО "Апробация", 2014 г., С. 43.

9. Belov S. Yu. New measurement method of estimation signal/noise parameter. // European Geosciences Union General Assembly 2010 Vienna, Austria, Geophysical Research Abstracts. 2010, Vol. 12, p. 2233.

10. Белов С. Ю., Белова И. Н. Экспериментальная аппаратура когерентного приёма в задачах мониторинга поверхности земли методом дистанционного зондирования в коротковолновом диапазоне радиоволн. // II Международная научная конференция молодых ученых «Современные задачи геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства». Ереван, 2015 г.

11. Белов С. Ю., Белова И. Н. Функциональная схема экспериментальной аппаратуры когерентного приёма в задачах мониторинга поверхности земли методом дистанционного зондирования в коротковолновом диапазоне радиоволн. // III Международная научно-практическая конференция «Прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий». Материалы III Международной научно-практической конференции. – Майкоп, 2015г. – 262 с. ISBN 978-5-906696-22-9, С. 53-58.

12. Belov S. Yu., Belova I. N. Environmental aspects of the use of remote sensing of the earth's surface in the short-wave range of radio waves. // IGCP 610 Third Plenary Conference and Field Trip “From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary” 22-30 September 2015, Astrakhan, Russia. Proceedings / Ed.: A. Gilbert, V. Yanko-Hombach, T. Yanina. Moscow, MSU, 2015, p. 29 – 31.

S.Yu.Belov

ABOUT THE METHOD OF DETERMINING THE PARAMETERS OF THE SIGNAL/NOISE RATIO IN RADIO WAVE REFLECTION FROM INTERFACE OF TWO MEDIA IN THE SW RANGE

In this paper we propose a new method for estimating the parameters incoherent signal/noise ratio β_k ionospheric echo. A comparative analysis and shows that the analytical (relative) accuracy of the determination of the parameter β_k new method on the order exceeds the widely-used standard, and the same order of known coherent methodology.

УДК 551.46.08

Д. Г. Грязин, О. О. Белова

АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», Санкт-Петербург, Россия
office@eprib.ru

Метрологическое обеспечение средств измерений морского волнения

В работе рассматриваются особенности метрологического обеспечения средств измерений морского волнения. Рассматривается испытательное оборудование, необходимое для испытаний отдельных блоков и волнографов в целом. Приводятся результаты сравнительных натурных испытаний волномерных буев различных типов и назначений. Сформулированы рекомендации по эталонированию измерителей волнения.

Ключевые слова: метрологическое обеспечение, параметры волнения, средство измерений, эталонирование.

Информация о волнении является важнейшей для всех отраслей техники, связанных с морем. Она необходима для безаварийной работы морских портов, нефтяных платформ на шельфах морей и океанов, плантаций аквакультуры, обеспечения судоходства, арбитражных измерений при страховании объектов морской техники. На сегодняшний день известно большое количество методов и средств измерений параметров морского волнения. Наибольшее распространение получили волномерные буи (ВБ), работающие на различных принципах измерений, донные и струнные волнографы, радарные средства.

Измерение статистических и спектральных параметров волнения производится косвенными методами, при которых измеряются высоты волн и углы волнового склона [1]. В связи с этой особенностью метрологическое обеспечение этого вида измерений затруднено и в настоящий момент разработано лишь частично.

Отдельные характеристики датчиков или измерительных блоков волнографов могут быть оценены на специальных стендах. В АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор» были разработаны два малогабаритных стенда для динамических испытаний микромеханических датчиков и модулей. Первый из них – двухосный стенд качки [2], работающий в расширенном частотном диапазоне. Он применим для испытаний модулей для высокодинамичных объектов. Двухосный стенд (рис. 1) обеспечивает задание колебаний по двум перпендикулярным осям в диапазоне частот от 0.1 до 4 Гц с фиксированными амплитудами 15° и 25° по каждой оси соответственно. Второй – стенд для воспроизведения высокочастотных угловых колебаний [3], рис. 2. Он построен по схеме на основе двух электромагнитных

приводов, преобразующей осевые возвратно-поступательные движения подвижной катушки управления электромагнитного привода в угловые колебательные движения платформы через кривошип посредством двухстепенного шарнира. Использование двух приводов позволяет увеличить момент на валу платформы, а также компенсировать погрешности, вызванные их конструктивными особенностями. Информация об угловом положении платформы стенда снимается с помощью датчика угла поворота платформы, размещенного на оси платформы.

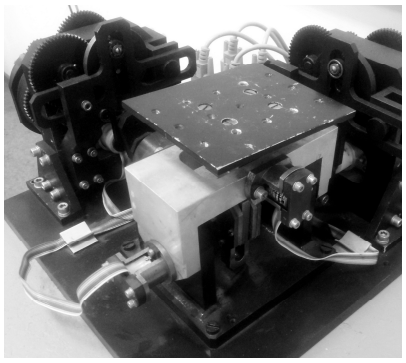


Рис. 1 – Общий вид двухосного стенда качки

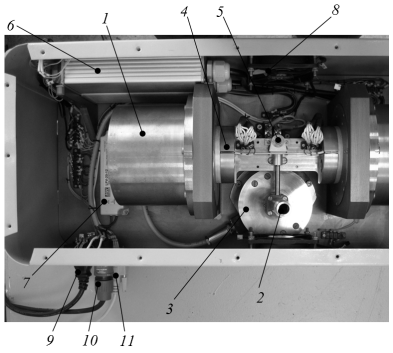
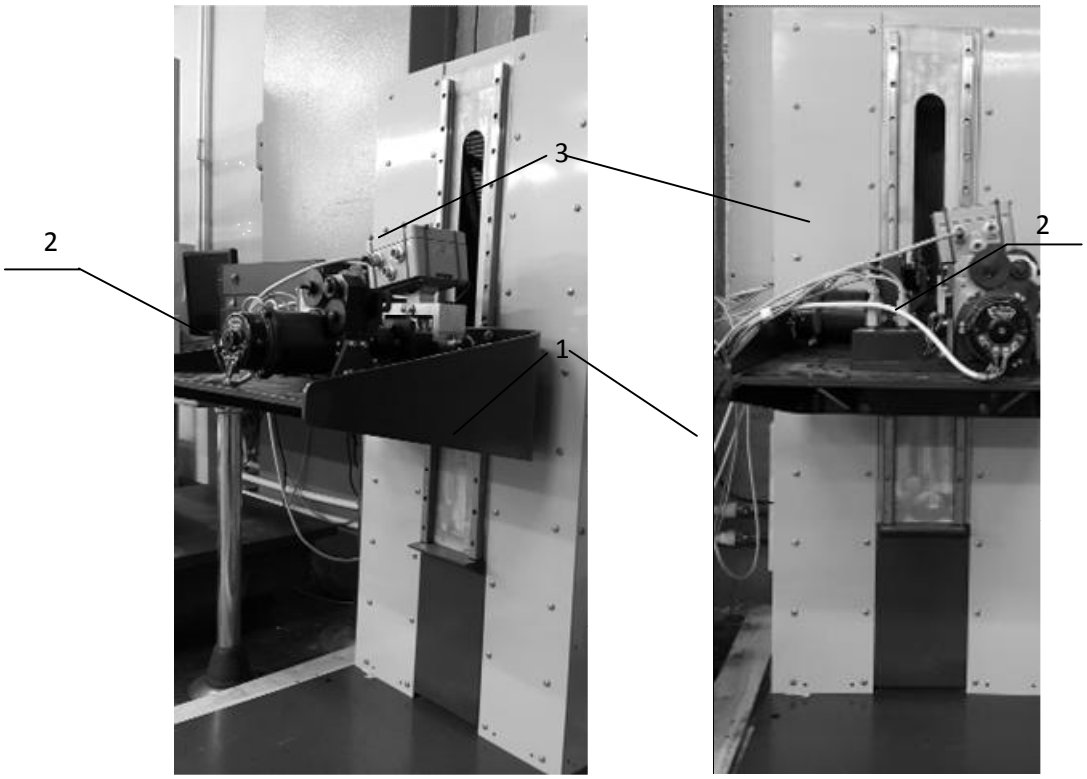


Рис. 2 – Общий вид стенда для воспроизведения высокочастотных угловых колебаний

Для исследования характеристик инерциального модуля, входящего в состав ВБ был предложен метод, заключающейся в одновременном воспроизведении угловых и вертикальных колебаний за счет использования двух малогабаритных стендов: двухосного стенда качки [2] и стенда вертикальных перемещений. Двухосный стенд качки обеспечивает воспроизведение угловых колебаний по двум осям с амплитудами 15° и 25° по крену и дифференту соответственно, а стенд вертикальных перемещений позволяет имитировать гармоническое (регулярное) волнение высотой 0,45 м. Малые габариты стенда качки позволили установить его на подвижной платформе стенда вертикальных перемещений. При этом исследуемый инерциальный модуль ВБ закреплялся на платформе стенда качки. Общий вид экспериментальной установки представлен на рисунке 3.



1 – стенд вертикальных перемещений, 2 – двухосный стенд качки,
3 – инерциальный модуль ВБ
Рис. 3 – Общий вид экспериментальной установки

Однако для полной оценки характеристик измерителей волнения испытательное оборудование отсутствует, в том числе и на мировом уровне. Делаются лишь попытки решения этой задачи и создания отдельных калибровочных стендов [4].

Основная сложность заключается в том, что множество измерителей волнения работают на разных принципах с использованием различных алгоритмов обработки данных, что делает невозможным сличение их показаний между собой. Единственный способ эталонирования измерителей морского волнения – это сличение их показаний с уровнемером, в качестве которого может выступать откалиброванный струнный или лазерный волнограф. Однако, для проведения подобных экспериментов нужны специальные испытательные полигоны.

В качестве такого испытательного полигона может быть использована морская платформа экспериментального отделения морского гидрофизического института, расположенная в п. Кацивели, республика Крым [5]. Эта платформа является уникальным сооружением не только в России, но и в мире. Она установлена в 700 м от берега на стальных фермах в акватории с глубиной 35 м и полностью проницаема волнами.

На этой платформе осенью 2014 г. АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор» были проведены сравнительные натурные испытания волнографов разных типов: опытного образца ВБ «Шторм», разработанного в ЦНИИ «Электроприбор», ВБ WaveriderDatawellDWR-G [6] и струнного волнографа. ВБ «Шторм» предназначен для оценки статистических и спектральных характеристик волнения на основе измерений от микромеханического инерциального измерительного модуля. ВБ Waverider использует GPS систему, работающую на эффекте Доплера при перемещениях ВБ на взволнованной поверхности, для оценки параметров волнения.

В результате испытаний получено более 80 волнограмм при волнении до 5 баллов. Отметим, что при проведении исследований наблюдались сбои в работе всех трёх приборов, в результате чего не удалось произвести сравнения параметров волнения, записанных буями с записями струнного волнографа на интенсивном волнении.

Анализ результатов измерений трех приборов показал, что расчетные значения средней высоты волн и высоты волны 3%-ой обеспеченности по данным от струнного волнографа меньше, чем результаты измерений ВБ. При этом погрешность измерения при эталонировании буев струнным волнографом может достигать 15%. Это связано с различными принципами работы приборов. Струнный волнограф хорошо регистрирует короткие волны, в то время как буи сглаживают их за счет массогабаритных характеристик и не способны измерять волны, длина которых соизмерима с диаметром их корпуса. При эталонировании ВБ «Шторм» буем Waverider, ввиду отсутствия данных струнного волнографа на значительном волнении, разница показаний ВБ не превышает 5 – 10 см.

Проведенные сравнительные натурные испытания позволили отработать методики получения спектральных и статистических характеристик морского волнения различной интенсивности. Результаты испытаний показали, что струнный волнограф может быть использован в качестве эталонного прибора для сличения показаний буев. При отсутствии струнного волнографа необходимо проводить сличения показаний ВБ, работающих на разных принципах измерений. Следует отметить, что подобные сравнительные натурные испытания ВБ различных типов проводились впервые за последние 25 лет. Аналогичные работы выполнялись в 1990 году во время рейса НИС «Академик Крылов» [7].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 14-08-0308.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рахманин Н. Н. Стохастическое описание морской поверхности. // С-Пб Государственный Морской Технический Университет. СП-б: 1994. – 52 с.

2. Пат. 2 367 921 С2 Российская Федерация, МПК G 01 M 7/00. Двухстепенной стенд для задания угловых колебаний / Грязин Д. Г., Лычев Д. И., Бердюгин А. В; патентообладатель ОАО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор». – № 2007132944/28; 20.09.09.

3. А. Б. Чекмарев. Стенд для контроля частотных характеристик микромеханических гироскопов и модулей на их основе. Материалы докладов XII конференции молодых ученых «Навигация и управление движением» – СПб. 2010.

4. YU. Jianqing. How we calibrate the Wave Height and Period Measurements from the Gravitational Acceleration Wave Buoys in RMIC/AP. RMIC for the Asia-Pacific Region National Center of Ocean Standards and Metrology, China. October, 2014

5. http://www.mhi.nas.ua

6. Руководствопользователя Datawell Waverider WR-SG, DWR-MkIII, DWR-G. DatawellBV, 2010

7. Грязин Д.Г. Расчёт и проектирование буёв для измерения морского волнения. СПб.: СПбГИТМО(ТУ). – 2000, 133 с.

D.G.Gryazin, O.O.Belova

METROLOGICAL ASSURANCE OF SEA WAVES MEASURING DEVICES

УДК 551.46.085

Е.М. Быков, И.В. Лисецкий

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь, Россия
marlin@marlin-yug.com

УВЕЛИЧЕНИЕ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ НАДЕЖНОЙ РАБОТЫ ДРЕЙФУЮЩИХ БУЕВ С ПАРУСАМИ И ТЕРМОКОСАМИ

Приводятся результаты разработки, и внедрения комплекса мер защиты дрифтера автоматического развертывания, ориентированного на исследования Мирового океана. На основании анализа использования защитных мер предлагаются новые методы постановки дрифтеров с парусами и термокосами, что приведет к увеличению продолжительности срока службы.

Ключевые слова: дрифтер, верхний слой океана, подповерхностные течения.

Одним из элементов наблюдательной сети являются поверхностные дрейфующие буи или дрифтеры, предназначенные для контроля параметров деятельного слоя океана и приводной атмосферы. Эта технология удовлетворяет нуждам, как океанографов, так и гидрометеорологов и обеспечивает решение широкого спектра научных и прикладных задач.

Для осуществления контроля над окружающей средой необходимо располагать большим ассортиментом средств измерения и поддерживать количество и качество измерителей на должном уровне. Однако, измерительная аппаратура, работающая в морских условиях, имеет ограниченный срок существования. Для того, чтобы иметь как можно более полную картину состояния Мирового Океана, необходимо постоянно обновлять и дополнять комплекс измерительного оборудования. Наиболее сложными и затратными при постановке являются системы, которые непосредственно работают в открытом море. К ним относятся как якорные буйковые комплексы, так и дрифтеры.

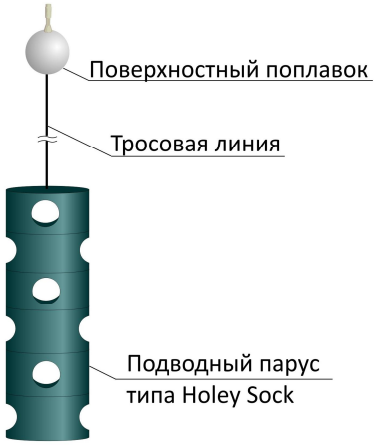


Рис. 1. Дрейфующий буй с подводным парусом HoleySock стандартного исполнения SVP-B

Дрифтеры являются одноразовыми устройствами, и их развертывание в большинстве случаев не требует использования специального оборудования. В последнее время широкое распространение приобрело развертывание дрифтеров с «попутных» судов. Этот способ наименее затратен, так как для постановки дрифтеров используются не специализированные научные суда, а суда, которые следуют своим курсом, но через необходимый регион мирового океана.

Однако, и у этого способа имеются недостатки. В момент сброса с движущегося судна дрифтеры могут получить повреждения, в результате чего значительно сокращается время работы буя, или происходит его полная потеря. Это связано с тем, что постановка буев выполняется в сложных условиях и экипажем, который не имеет должной подготовки. На данный момент, одним из приоритетов в развитии дрейфующих буев, является увеличение продолжительности и качества измерений с помощью дрифтеров, что неразрывно связано с обеспечением безопасной и качественной постановки.

Был разработан и внедрен комплекс мер для обеспечения дрифтеру безопасного развертывания, что позволило увеличить срок полноценной службы дрифтеров. Буй, созданный с учетом данных мер называется буй автоматического развертывания.

Поскольку дрифтеры, прежде всего, предназначены для отслеживания течений, одна из важнейших задач заключается в сохранении подводного паруса. Наиболее механически уязвимой частью, из-за возможности запутывания при погружении паруса, является трос, соединяющий поверхностную плавучесть с подводным парусом. Поэтому для его защиты был разработан комплекс мер. Прежде всего, был применен способ укладки троса на верхнем бриделе паруса, при помощи клипс, что обеспечивает постепенную равномерную размотку троса по мере погружения паруса и

препятствует получению им механических повреждений.

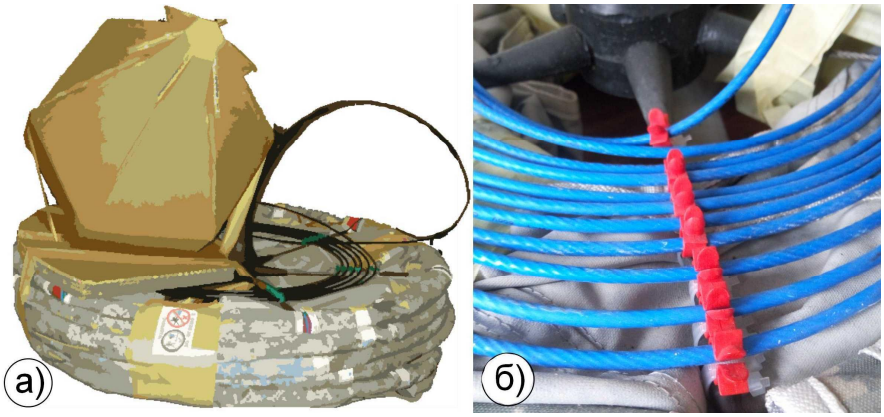


Рис. 2. Дрейфующий буй автоматического развертывания стандартного исполнения SVP-B(а). Укладка троса на верхнем бриделе подводного паруса Holeysock (б)

Однако парус не может быстро тонуть из-за необходимости заполнения водой внутренней полости трубчатых ребер жесткости. Для преодоления этого недостатка на данный момент разрабатывается метод постановки, исключающий влияние негативных факторов связанных с волнением при нахождении буя на поверхностиводы и до момента его полного развертывания. Данный метод представлен на рисунке 3.

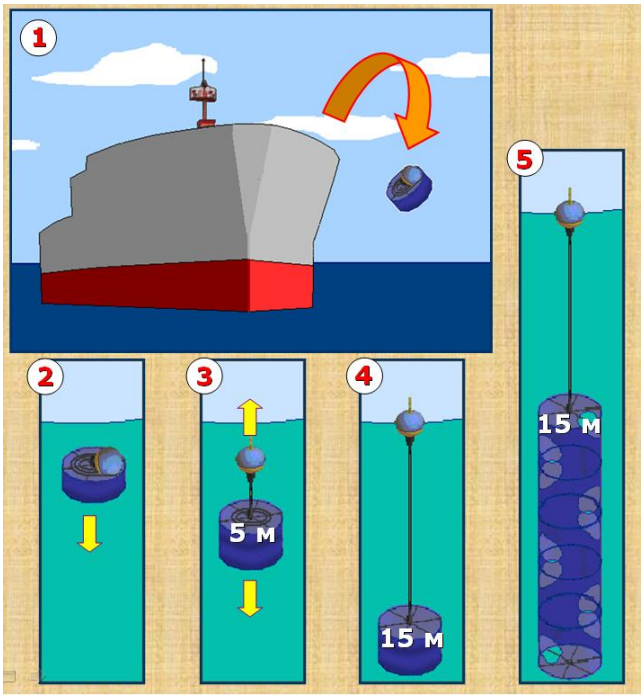


Рис. 3. Схема постановки SVP дрифтера подводного развертывания

Он заключается в следующем: подводный парус оснащается дополнительным балластом, что позволяет затапливать буй в составе поплавка и паруса на глубину 5-10 метров. При достижении заданной

глубины происходит отделение балласта, после чего поплавок поднимается на поверхность, равномерно высвобождая соединительный трос. Также существует вариант, при котором быстро затапливается только парус, а поплавок остается на поверхности, что также позволяет избежать повреждений троса.

Учитывая опыт применения поверхностных SVP дрифтеров автоматического развертывания, рассматривается возможность применения данного метода развертывания и к дрейфующим буям, оборудованным термопрофилирующей косой (SVP-BTC дрифтеры). Поскольку термопрофилирующий буй представляет собой поверхностный поплавок с присоединенной косой, то наиболее перспективным способом автоматического развертывания данной конструкции видится использование катушки с отрицательной плавучестью, на которую наматывается термокоса. Схема такого метода представлена на рисунке 4. После высвобождения термокосы катушка отделяется и затапливается.

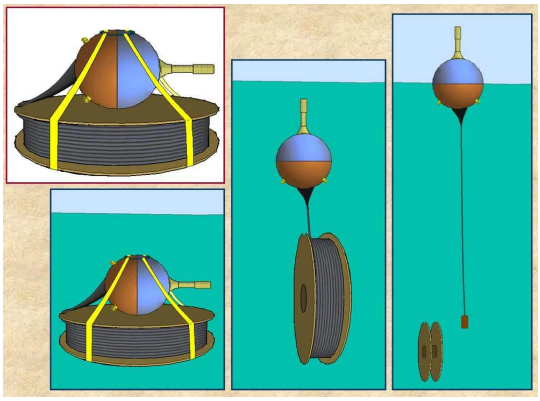


Рис. 4. Схема постановки SVP-BTC дрифтера автоматического развертывания

Результатом внедрения комплекса мер для обеспечения дрифтеру безопасного развертывания стало увеличение продолжительности работы дрифтеров и увеличение срока службы подводного паруса до 20 – 30%.

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. Lumpkin R., Grodsky S.A., Centurioni L., Rio M.H., Carton J.A., Lee D. Removing Spurious Low-Frequency Variability in Drifter Velocities // Journal Of Atmospheric and Oceanic Technology - Volume 30, February 2013 – pp.353-360.

2. The Global Drifter Program. What's a drifter? – [Электронныйресурс]. – Режимдоступа: http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/gdp_drifter.php#deployment.

3. SVP-B drifter built by METOCEAN Use and deployment instructions. – [Электронныйресурс]. – Режимдоступа: http://www.jcommops.org/dbcp/deployments/techniques.html

4. A.L. Sybrandy, P.P. Niiler, C. Martin, W.Scuba, E.Charpentier, D.T. Meldrum. Global Drifter Programme Barometer Drifter Design Reference // DBCP Report No. 4, REVISION 2, May 2005 / Published by the Data Buoy Co-operation Panel.

УДК 551.46.08

М.С. Воликов, Е.М. Быков, Е.Г. Лунев

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
meiq@mail.ru

СОЗДАНИЕ КАНАЛА ИЗМЕРЕНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОДЫ ДЛЯ ТЕРМОПРОФИЛИРУЮЩИХ ДРЕЙФУЮЩИХ БУЕВ

Сформулированы принципы построения канала измерения электропроводности морской воды термопрофилирующего дрифтера. Разработан макет измерителя, реализующий кондуктометрический метод измерения на основе четырехэлектродной ячейки, и проведены его лабораторные испытания. Разработана конструкция CTD-модуля, адаптированная к термолинии дрифтера.

Ключевые слова: электропроводность, соленость, термопрофилирующий буй, дрифтер.

Удачное сочетание потенциально широких аппаратных возможностей термопрофилирующих дрейфующих буев (дрифтеров) [1] с экономической эффективностью определяет задачу расширения их измерительно-информационных возможностей. В частности, очевидно актуальной является задача интеграции в термолинию дрифтера канала измерения электропроводности морской воды.

С учетом особенностей эксплуатации дрифтерный канал измерения электропроводности должен при минимальных размерах и массе обладать долговременной стабильностью метрологических характеристик. Такие требования существенно ограничивают возможности применения измерителей электропроводности, предлагаемых производителями. В связи с этим было принято решение о разработке специализированного датчика, адаптированного к конструкции термолинии дрифтера и ее интерфейсу.

В результате проведённого анализа различных методов измерений и способов их реализации с учётом погрешности оценивания солености не более 0,05 % согласно требованиям, сформулированным в документе [2], был выбран кондуктометрический метод измерения на основе четырёхэлектродной ячейки с платинированными электродами, в которой поляризационный эффект, являющийся основным источником погрешности, существенно ослаблен.

В качестве первичного преобразователя был выбран датчик типа LFS155 (Innovative Sensor Technology, Швейцария). Датчик представляет собой четырехэлектродный преобразователь электропроводности, совмещенный с платиновым термометром сопротивления (рис. 1, а).

Для уменьшения искажений, обусловленных влиянием близлежащих металлических элементов, датчик LFS155 был помещен в диэлектрический цилиндр, ограничивающий электрическое поле ячейки. Моделирование электрического поля ячейки (рис. 1, б) позволило определить минимальные размеры элементов обрамления датчика с учетом допустимого размера измерителя, не превышающего диаметр 60 мм. Вместе с тем, ограничивающий электрическое поле цилиндр должен обладать высокой стабильностью геометрических размеров (объёма) в диапазоне температур от минус 5°С до 35°С для уменьшения погрешности, возникающей вследствие изменения константы преобразования ячейки. По этой причине в качестве конструкционного материала цилиндра был выбран ситалл.

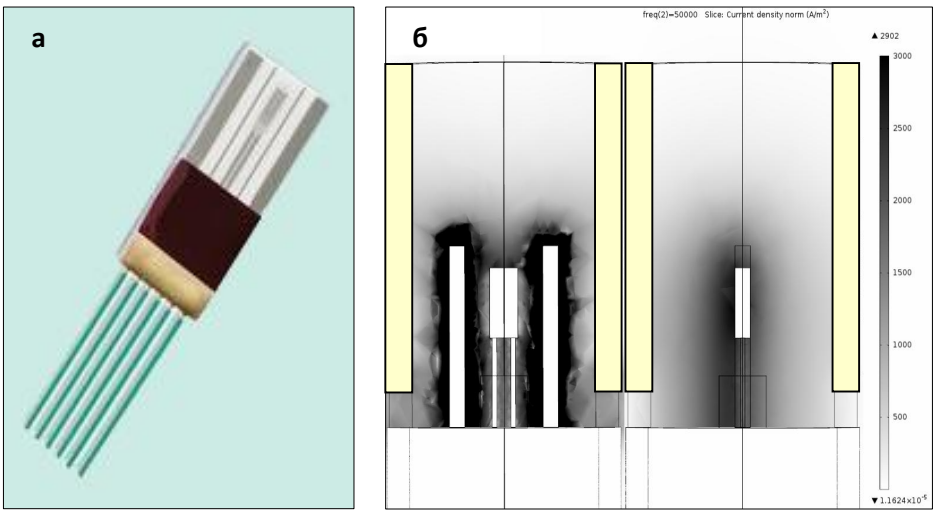


Рис. 1. Датчик электропроводности и температуры LFS155 (а); результаты моделирования электрического поля четырехэлектродной ячейки в ограничивающем поле цилиндре (б)

С целью проверки принятых технических решений на данном этапе были выполнены следующие работы:

– разработаны электрическая схема и печатная плата вторичного преобразователя электропроводности и температуры;

– разработан управляющий алгоритм и микропрограммное обеспечение его реализации;

– разработано программное обеспечение для приема и первичной обработки данных на ПК;

– изготовлен лабораторный макет вторичного преобразователя электропроводности и температуры с датчиком LFS155, элементами защиты и фильтрации и проведены его лабораторные испытания;

Лабораторные испытания макета измерителя электропроводности и температуры показали целесообразность применения следующих решений:

– высокая частота питающего ячейку тока – 10 кГц;

– выбран импульсный режим питания ячейки током со скважностью 8 для уменьшения количества электричества, проходящего через электроды;

– режим стабильного тока через токовые электроды ячейки или напряжения на потенциальных электродах – оба варианта макетированы;

На основе результатов испытаний макета измерителя электропроводности и температуры была подготовлена эскизная конструкторская документация на CTD-модуль с датчиком электропроводности и температуры типа LFS155 и датчиком гидростатического давления типа MS5535 (Intersema, Швейцария), адаптированный к термолинии дрифтера. Общий вид CTD-модуля показан на рис. 2.

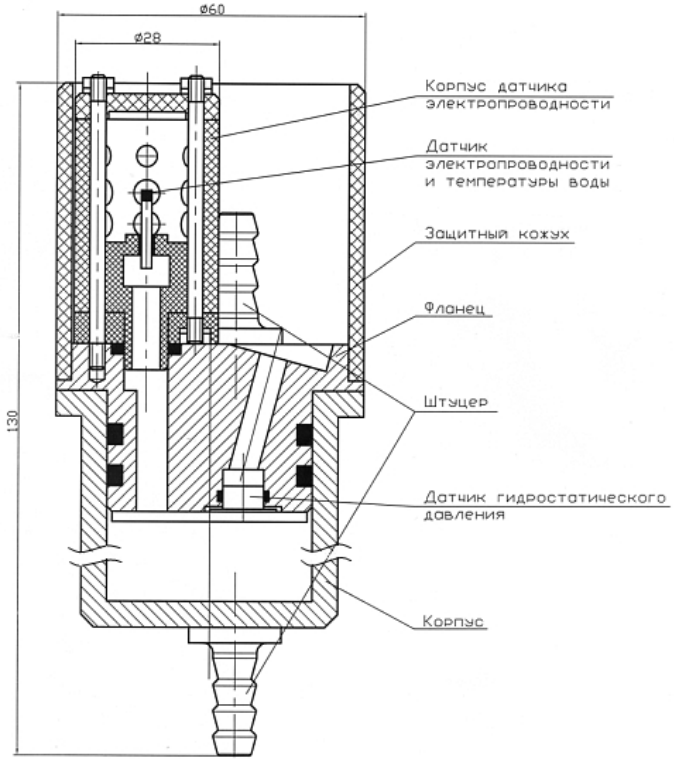


Рис. 2. Общий вид CTD-модуля термопрофилирующего дрифтера

На следующем этапе предполагается:

– доработать по результатам лабораторных испытаний электрическую схему вторичного преобразователя измерителя;

– доработать управляющий алгоритм измерителя, его микропрограммное обеспечение и программное обеспечение для ПК;

– изготовить экспериментальный образец CTD-модуля;

– провести испытания CTD-модуля на устойчивость к воздействию температур в диапазоне от минус 2 до 35°С и гидростатических давлений до 1 МПа;

– оценить характеристику преобразования канала измерения электропроводности в диапазоне соленостей от 15 до 35 ‰ и в диапазоне температур от минус 5 до 35°С;

– произвести адаптацию вторичного преобразователя измерителя к «однопроводному» (1-Wire) интерфейсу термолинии дрифтера, доработать программное обеспечение дрифтера;

– провести натурные испытания CTD-модуля в составе термолинии дрифтера.

Полученные результаты следует рассматривать как предварительные, отражающие в большей степени оценку принятых технических решений, положенных в основу при разработке специализированного CTD-модуля для термопрофилирующего дрифтера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Толстошеев А.П., Лунев Е.Г., Мотыжев С.В. Анализ результатов натурных экспериментов с термопрофилирующими дрейфующими буями в Черном море и других районах Мирового океана // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – № 5. – С. 9 – 32.

2. Sea Surface Salinity Quality Control processes for potential use on Data Buoy observations. DBCP Technical Document No. 42. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/dbcp_reports.html.

E.G.Lunev, E.M.Bykov, M.S.Volikov

DEVELOPMENT OF CONDUCTIVITY SENSOR FOR TEMPERATURE-PROFILING DRIFTING BUOYS

The design of specialized conductivity sensor for temperature-profiling drifting buoys is described. The conductance-measuring method based on four electrode measurement is implemented. The first prototype with LFS155 primary sensor was evaluated and obtained results are analyzed. The design of CTD-module integrated in drifters termoline is proposed.

УДК 551.46.08

В.А. Глухов[1], Ю.А. Гольдин[2], Б.А. Гуреев[2], М.А. Родионов[1]

[1]*СПбФ ИО РАН, г. Санкт-Петербург,* [2]*ИО РАН, г. Москва*
vglukhov@ymail.com

МЕТОДИКА ПОДГОТОВКИ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО ЛИДАРА К НАТУРНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ

Разработана и опробована методика настройки нового морского поляризационного лидара ПЛД-1 и его подготовки к проведению натурных измерений. Выполнен ряд тестовых зондирований, продемонстрировавших работоспособность создаваемого лидара.

Ключевые слова: морской поляризационный лидар, дистанционное зондирование, оптические неоднородности, поляризационная юстировка, локация мишеней.

Введение

Эффективность использования радиометрических лидаров для дистанционной регистрации различного рода неоднородностей пространственной структуры гидрооптических полей в толще морской воды была продемонстрирована в целом ряде натурных экспериментов [1-4]. Новый поляризационный лидар ПЛД-1 разрабатывается с учётом современного уровня лазерной техники и элементной базы. Основной особенностью лидара является использование лазера с диодной накачкой. Это обеспечивает значительно больший по сравнению с ламповой накачкой ресурс работы, малогабаритность конструкции, высокую стабильность метрологических характеристик, и более низкий уровень наводок. Последнее позволяет существенно повысить чувствительность лидара к неоднородностями в толще морской воды. Разработка проводится в Лаборатории оптики океана и атмосферы СПбФ ИО РАН совместно с Лабораторией оптики океана ИО РАН.

В сентябре – октябре 2015 года на акватории Черного моря (г. Феодосия) были проведены первые испытания макета лидара для определения работоспособности различных блоков лидара в морских условиях и получение материала для дальнейшей разработки и усовершенствования прибора.

Цель данной работы - создание методики подготовки и настройки макета лидара для проведения натурных измерений, а также проведениепервых тестовых измерений, демонстрирующих правильность выбранных конструкторских решений.

Описание аппаратуры

В качестве источника зондирующих импульсов в ПЛД-1 использован твердотельный лазер на АИГ:Nd с преобразованием частоты излучения во вторую гармонику λ=532 нм (разработка ООО «ЛАГРАН» г. Москва). Накачка активного элемента осуществляется решётками лазерных диодов. Лазерное излучение линейно поляризовано.

Фотоприёмное устройство (ФПУ) включает в себя два идентичных по конструкции фотоприёмника, предназначенных для регистрации двух компонент эхо-сигнала с взаимно ортогональными поляризациями: ко- и кросс-поляризованные компоненты. В качестве первичных фотоэлектронных преобразователей в фотоприёмных устройствах использованы специально отобранные фотоэлектронные умножители типа ФЭУ-115М с малым последействием. На входе каждого фотоприёмника установлен интерференционный светофильтр с максимумом пропускания на длине волны $\lambda = 532$ нм и шириной полосы пропускания 10 нм, отрезающий фоновое световое излучение. Угол раскрыва диаграмм обоих каналов равен 2°. Для снижения влияния постоянной фоновой засветки фотоприемники находятся в закрытом состоянии и открываются только на время прихода эхо-сигнала. Длительность импульса строба 300 мкс. В приёмной оптической системе использованы объективы ЗС МТО-5А (канал регистрации ко-поляризованной компоненты) и МС МТО-11СА (канал регистрации кросс-поляризованной компоненты). Поляризационная селекция осуществляется с помощью соответствующим образом ориентированных пленочных поляроидов.



Рис. 1.

Аналоговый сигнал с приемников поступает на четырехканальный широкополосный цифровой осциллограф TektronixTDS 2024. Оцифрованный сигнал с выхода осциллографа передается на ПК. Для считывания с осциллографа, визуализации и дальнейшей обработки регистрируемых сигналов на компьютере был написан комплекс программ в среде LabView. Этот комплекс позволяет записывать сигнал с осциллографа в текстовый файл с частотой дискретизации – 2,5 Гвыб./с при ширине полосы 200 МГц, частотой следования эхо-сигнала до 1 Гц и динамическим диапазоном 8 бит. Для каждого эхо-сигнала формируется отдельный текстовый файл с точным указанием времени регистрации.

Для установки оптического блока

использовано специально разработанное устройство крепления и наведения (УКН). УКН обеспечивает изменение вертикального (от 10 до 70 градусов) и азимутального (в пределах ±20 градусов) углов. Управление углами осуществляется дистанционно. Данные об углах, поступающие с потенциометрических датчиков, регистрируются компьютером.

Общий вид оптического блока, установленного на УКН, представлен на рис. 1.

Методика настройки и юстировки лидара

Процедура настройки и юстировки лидара включает в себя юстировку оптической системы, поляризационную юстировку, настройку блока задержки и проведение временных калибровок.

Оптическая юстировка заключается в совмещении в пространстве в рабочем диапазоне дальностей угла поля зрения приемной оптической системы и телесного угла распространения лазерного луча. При их совмещении формируемое приемной оптической системой изображение лазерного пятна на диффузно рассеивающем экране, установленном на заданном расстоянии от лидара, должно попадать в установленную перед фотокатодом ФЭУ диафрагму. Оптическая юстировка проводится методом регистрации эхо-сигналов, отраженных от плоского щита, устанавливаемого нормально к оси лазерного пучка на разных расстояниях от оптического блока лидара.

При проведении поляризационной юстировки лазерный луч направляется на белый диффузно рассеивающий экран. Помещенный в специальную оправку поляроид устанавливается на выходе лазерного излучателя так, что лазерный луч проходит через него. Конструкция оправки обеспечивает точный контроль ориентации поляроида относительно корпуса оптического блока. Путем вращения поляроида находится его положение, соответствующее минимальной яркости лазерного пятна на экране. Затем, не меняя ориентации поляроида, его переносят на вход приемной оптической системы канала регистрации кросс-поляризованной компоненты эхо-сигнала и жестко закрепляют. Аналогичная процедура выполняется для канала регистрации ко-поляризованной компоненты. Но перед закреплением поляроида на входе приёмной оптической системы его разворачивают строго на 90 градусов.

Настройка блока задержки должна обеспечить такое временное положение стробирующего импульса открывания ФЭУ относительно момента генерации зондирующего лазерного импульса, чтобы фотоприемник был открыт для приема сигналов, приходящих от объектов, расположенных во всём рабочем диапазоне дальностей.

Временная калибровка лидара включает в себя оценку точности определения дальности до дислоцируемых объектов и измерение импульсной функции лидара, определяющей пространственное разрешение лидарных

измерений по дальности. Временная калибровка проводится на воздушной трассе. Лидарная дальность определяется по формуле *ct/2*, где *c*- скорость света в воздухе, *t* – интервал времени между моментом испускания зондирующего импульса и моментом регистрации отраженного от объекта импульса приемной системой лидара. Измерения показали, что в диапазоне от 5 до 30 метров определенная по лидару дальность соответствует реальным расстояниям. Точность лидарного определения дальности не хуже, чем 5-10 сантиметров.

На рис.2 показана кросс-поляризованная компонента эхо-сигнала, зарегистрированная при напряжении питания ФЭУ 2кВ от щита, расположенного на расстоянии 20 м.

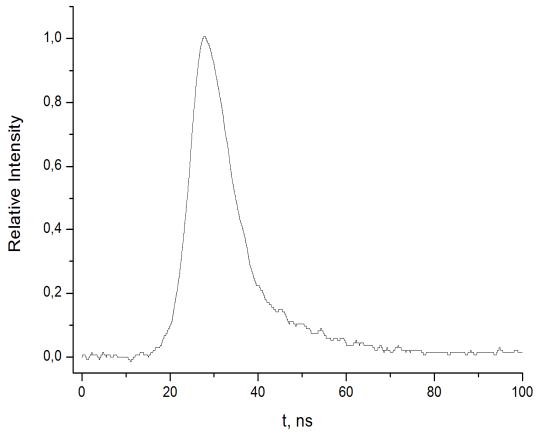


Рис. 2.

Представленный на рис. 2 импульс является по существу импульсной функцией системы, поскольку временное размытие импульса на чистой воздушной трассе такой протяженности практически несущественно. Выполненные измерения показали, что длительность импульсной функции по полувысоте составляет 10,8 нс.

Аналогичный результат получен для канала, предназначенного для регистрации ко-поляризованной компоненты.

Проведение тестовых измерений.

В качестве тестовых измерений были выполнены локация дна при разных углах зондирования, а также локация плоского щита и сферической мишени, погруженных на разные глубины. Для каждого случая выполнены длительные циклы регистрации эхо-сигнала, что позволяет провести статистическую обработку результатов зондирования.

Пример результатов тестовых измерений показан на рис.3. На этом рисунке представлена серия кросс-поляризованных компонент эхо-сигналов, зарегистрированных при локации сферической мишени. Диаметр мишени 0,4 м. Глубина погружения 3 м при общей глубине 7 м. Относительная прозрачность воды $Z_б$=7,5м.Поверхностное волнение менее 1 балла. Угол зондирования 61° от вертикали. Наклонное расстояние от лидара до мишени 20,3 м. При этом протяженность воздушного участка трассы 16,3 м, подводного 4 м. Представленная на рисунке серия показывает изменение величины отраженного от мишени сигнала при изменении азимутального угла зондирования в пределах 0,57° (34’). Эхо-сигнал №1 соответствует

попаданию зондирующего лазерного пучка в центр мишени, эхо-сигнал №6 – ситуации, когда пучок на мишень не попадает.

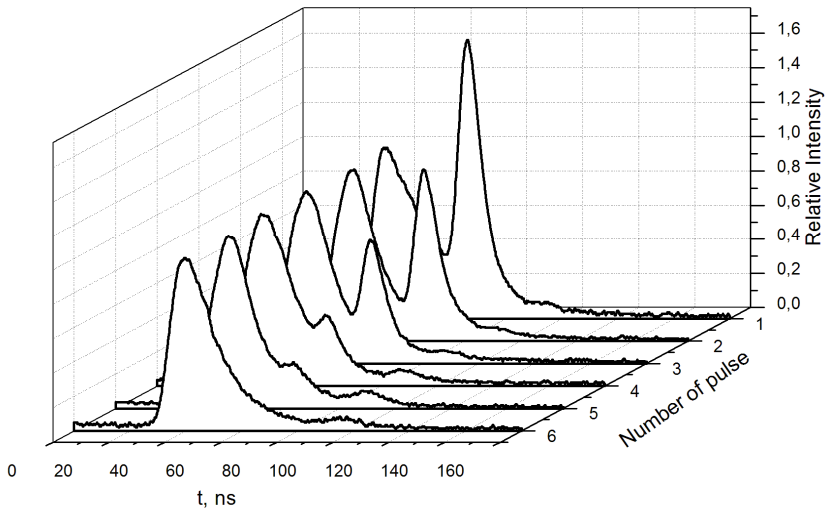


Рис. 3.

Заключение.

Разработана методика настройки и подготовки лидара ПЛД-1 к натурным измерениям. Методика апробирована в реальных морских условиях (сентябрь – октябрь 2015 года) на акватории Черного моря (г. Феодосия). В ходе тестовых измерений зарегистрированы эхо-сигналы от дна, плоской и сферической мишени, расположенных на разных глубинах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

5. *Vasilkov A. P., Goldin Yu.A., Gureev B. A., Hoge F.E., Swift R.N.,* and *Wright C.W*., “Airborne polarized lidar detection of scattering layers in the ocean,” Appl. Opt.**40**, 4353-4364 (2001).

6. *Гольдин Ю. А., Лучинин А. Г*., Авиационные лидарные методы исследования вертикальной структуры оптических характеристик верхнего слоя океана. В кн. Приповерхностный слой океана. Физические процессы и дистанционное зондирование. Н. Новгород, ИПФРАН, 1999, С.345-381.

7. *Churnside J.H., Ostrovsky L.A., “Lidar observation of a strongly nonlinear internal wave in the gulf of Alaska”,* International Journal of Remote Sensing, Vol. 26, №1, 167-177 (2005).

8. *Churnside J.H., Donaghay P.L.,* “Thin scattering layers observed by airborne lidar”, ICES Journal of Marine Science 66, 778-789 (2009).

V.A.Glukhov[1], Yu.A.Goldin[2], B.A.Gureev[2], M.A.Rodionov[1]
[1]*St-Petersburg Department of IO RAS, Saint-Petersburg,*
[2]*IO RAS, Moscow*

THE METHOD OF PREPARING THE POLARIZATION LIDAR TO FULL-SIZE EXPERIMENTS

УДК 551.463.5

Д.И. Глуховец[1,2], Ю.А. Гольдин[1], Б.А. Гуреев[1], Ю.И. Венцкут[1]

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва*
[2]*Московский физико-технический институт (ГУ), г. Долгопрудный*
glukhovets@ocean.ru

ПРОТОЧНЫЙ ЛАЗЕРНЫЙ ФЛУОРИМЕТР СО СПЕКТРАЛЬНОЙ РЕГИСТРАЦИЕЙ

Создан двухканальный лазерный флуориметр со спектральной регистрацией интенсивностей флуоресценции окрашенной части растворенного органического вещества и хлорофилла-А. В качестве спектральных регистраторов использованы малогабаритные спектрометры Ocean Optics Flame. Разработанное программное обеспечение позволило автоматизировать процесс разделения перекрывающихся полос флуоресценции и нормировки интенсивности флуоресценции на интенсивность комбинационного рассеяния на молекулах воды. Приведены описание конструкции, технические характеристики и результаты пробных испытаний.

Ключевые слова: хлорофилл-А, растворенное органическое вещество, спектр флуоресценции, флуориметр, комбинационное рассеяние.

Введение

Пространственная изменчивость интенсивности флуоресценции морской воды — эффективный индикатор наличия неоднородностей в распределении концентрации окрашенной части растворенного органического вещества (ОРОВ) и хлорофилла-А (Хл *a*), обусловленных различными гидродинамическими и биологическими процессами [1, 2]. Характеристики пространственной изменчивости интенсивности флуоресценции дают информацию о положении и структуре фронтальных зон, поверхностных течений, апвеллингов, зон влияния речного стока, областей повышенной концентрации фитопланктона [3, 4]. Результаты спектральных флуоресцентных измерений позволяют производить экспресс-оценки видового состава фитопланктона, а также оценивать концентрацию ОРОВ и Хл *a*.

Информация о мезомасштабной изменчивости важна при проведении подспутниковых измерений для выбора положения станций и разрезов в водах с высокой пространственной и временной изменчивостью гидрологических и биооптических характеристик и оценки величины погрешности, обусловленной пространственным усреднением данных спутниковых измерений.

Проточные флуориметры – удобные инструменты для судовых исследований мезомасштабной изменчивости распределений флуорофоров, содержащихся в морской воде. С их помощью обеспечиваются непрерывные измерения на ходу судна или продолжительные наблюдения в дрейфе на станциях. Такие измерения проводились в серии рейсов с использованием проточных флуориметров с лазерным возбуждением и возбуждением сверхяркими светодиодами [2, 5]. Регистрация флуоресценции проводилась на фиксированных длинах волн, соответствующих максимумам полос флуоресценции ОРОВ и Хл *a*. При такой схеме измерений проявляется взаимное влияние указанных полос. Для корректировки результатов непрерывных измерений использовался спектральный флуориметр, работающий на пробах. Однако, эта процедура требует существенных затрат времени, а в областях с резкими изменениями, например, фронтальных зонах, не всегда приводит к нужному результату.

Цель работы – создание нового проточного лазерного флуориметра (ЛС-П) со спектральной регистрацией, позволяющей автоматизировать процесс разделения перекрывающихся полос флуоресценции и нормировки интенсивности флуоресценции на интенсивность комбинационного рассеяния (КР) на молекулах воды.

Схема измерений

Прототипы разработки – двухканальный лазерный спектрометр (ЛС-2) и проточный флуориметр на сверхярких светодиодах (ПФД-2), разработанные ранее в Лаборатории оптики океана ИО РАН [5]. Блок-схема и оптическая схема ЛС-П представлены на рисунке 1.

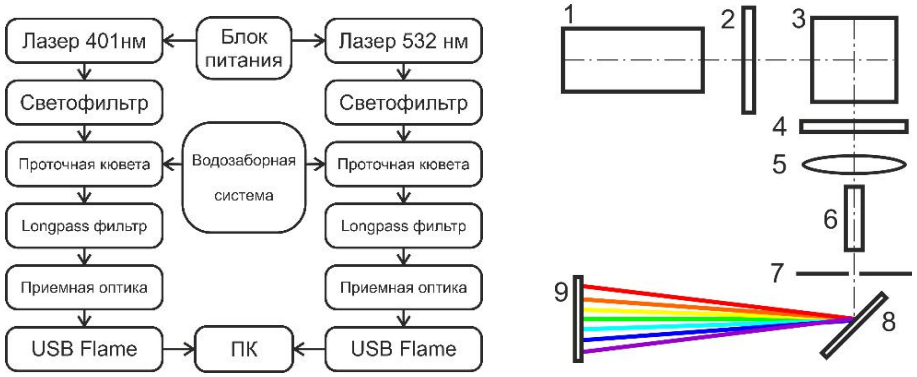


Рис. 1. Блок-схема (слева) и оптическая схема (справа) ЛС-П: 1 – лазер, 2 – светофильтр, 3 – проточная кювета, 4 – Longpass фильтр, 5 – собирающая линза, 6 – световод, 7 – входная щель, 8 – дифракционная решетка, 9 – фотодиодная линейка

Флуоресценция ОРОВ и Хл *a* возбуждается непрерывным излучением полупроводниковых лазеров фиолетового (401 нм) и зеленого (532 нм) участков спектра. Мощность лазеров – 28 мВт и 85 мВт, соответственно, ширина полосы на уровне половины амплитуды – менее 1.5 нм. На выходе лазеров установлены цветные стеклянные фильтры для подавления паразитных линий, присутствующих в излучении лазеров. Проточные кюветы размером 37x25x37 мм (объем 25 мл) выполнены из оптического стекла с постоянным уровнем собственной флуоресценции в рабочем интервале менее 0.1 R.U. Проток воды осуществляется через пару штуцеров в съемной крышке. Используемый при измерениях напор морской воды обеспечивает полную ее смену в кювете за 3-5 с. Интервал усреднения при проведении непрерывных измерений обычно составляет 10-15 с. Излучение флуоресценции и КР собирается оптической системой (собирающая линза и световод), ось которой ортогональна оптической оси лазерного пучка. Для подавления рассеянного излучения на несмещенной частоте лазера перед входной линзой оптической системы устанавливаются Longpass фильтры фирмы Thorlabs с «синими» границами полос пропускания 450 нм и 550 нм. Оптические сигналы принимаются спектрометрами Ocean Optics Flame с входными щелями 200 мкм. Оцифрованные спектры флуоресценции поступают на персональный компьютер.

Для обработки, нормировки и визуализации измеренных спектров написана программа на языке Python. Программа открывает серию полученных спектров, убирает шумы, сглаживает кривую. Далее выполняется полиномиальная интерполяция пиков в областях их перекрытия (рис. 2). Таким образом определяются истинные значения интенсивностей флуоресценции Хл *a*, ОРОВ и КР и производится нормировка интенсивностей флуоресценции хлорофилла-А и ОРОВ на интенсивность соответствующей линии КР. Нормированные на КР значения интенсивности флуоресценции измеряются в Рамановских единицах (Raman Units — RU). Результат обработки представляется на графиках.

В ПФД-2 и ЛС-2 флуоресценция Хл *a* возбуждается светом зеленой области спектра. Используемая длина волны возбуждающего излучения обеспечивает близость линий флуоресценции Хл *a* и КР, что важно для процедуры нормировки. Так как поглощение Хл *a* в зеленой области спектра минимально, возбуждение молекул Хл *a* в данном случае происходит в основном за счет переноса возбуждения на них со вспомогательных пигментов. Качественный и количественный состав вспомогательных пигментов может существенно варьироваться. Это необходимо учитывать при анализе данных измерений и их сопоставлении с другими данными.

Конструкция прибора позволяет также производить измерения на пробах.

Таблица 1

Основные характеристики ЛС-П

Длина волны возбуждающего лазерного излучения, нм	401, 532
Мощность лазеров, мВт	28, 85
Ширина полосы на уровне половины амплитуды, нм	< 1.5
Положения «синей» границы Longpass фильтров, нм	450, 550
Спектральное разрешение, нм	9
Диапазон регистрации, нм	178-890
Используемое время накопления*, с	5-15

** в случае необходимости время накопления может изменяться в широких пределах*

Результаты

Пример результатов обработки данных измерений показан на рисунке 2. Пики на длинах волн 471 нм (рис. 2 слева) и 651 нм (рис. 2 справа) обусловлены комбинационным рассеянием; максимумы на длине волны 685 нм обусловлены флуоресценцией Хл *a*; эти максимумы наложены на широкую полосу флуоресценции ОРОВ, максимум которой находится вблизи 500 нм (рис. 2 слева) и 580 нм (рис. 2 справа). Синим показаны результаты полиномиальной интерполяции полосы ОРОВ в областях наложения полос флуоресценции. Зеленые точки – входные данные для интерполяции.

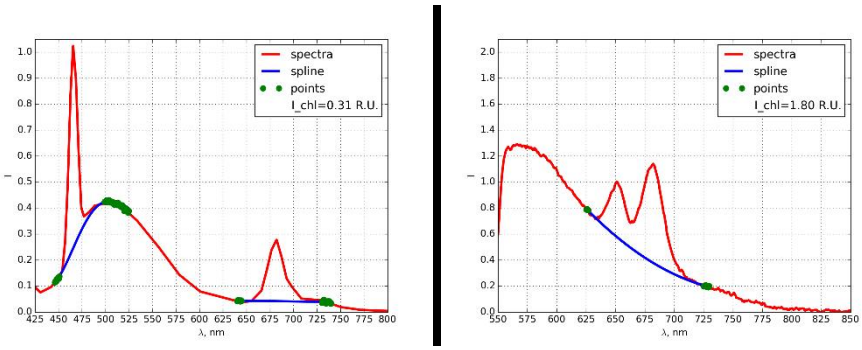


Рис. 2. Пример обработки спектра флуоресценции при возбуждении 401 нм (слева) и 532 нм (справа)

Рабочий макет ЛС-П был создан и испытан в 63-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Пример результатов измерений представлен на рисунке 3. Макет не позволял производить одновременные измерения в двух каналах: слева от пунктирной разделительной линии показаны

флуоресцентные измерения при возбуждении длиной волны 401 нм (ОРОВ и Хл *a*), справа – 532 нм (Хл *a*).

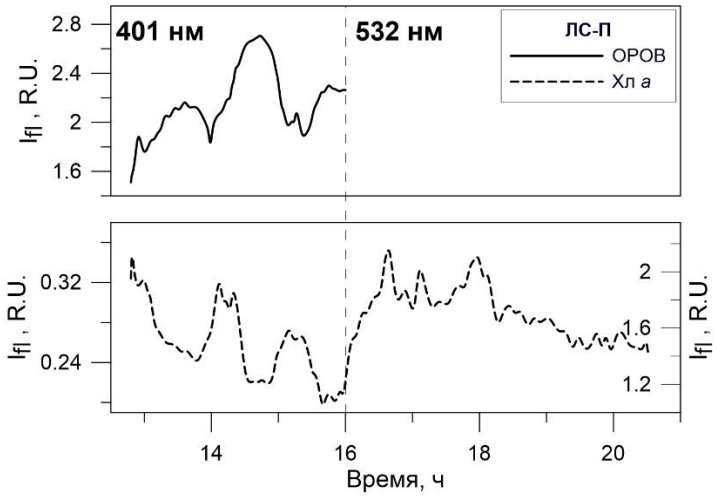


Рис. 3. Результаты пробных испытаний. Море Лаптевых, 14 сентября 2015 г.

Выводы

Создан проточный лазерный флуориметр со спектральной регистрацией. Разработанное программное обеспечение позволяет автоматически устранять взаимное влияние перекрывающихся полос флуоресценции. Прибор подготовлен к натурным испытаниям.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №14-17-00800), предоставленного через Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Авторы выражают благодарность И.В. Гончаренко, В.А. Артемьеву и А.Б. Шмагину за помощь в изготовлении первого макета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Карабашев Г.С.* Флюоресценция в океане. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1987. – 200 с.

2. *Гольдин Ю.А., Шатравин А.В., Левченко В.А., Венцкут Ю.И., Гуреев Б.А., Копелевич О.В.* Исследования пространственной изменчивости интенсивности флуоресценции морской воды в западной части Черного моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2015.– Т.8.– № 1.– С.17-26.

3. *Checalyuk A. M., Landry M. R., Goericke R., Tayior F. G., Hafez M. A.* Laser fluorescence analysis of phytoplankton across a frontal zone in California Current ecosystem // Journal of Plankton Research.– 2012.– V.34.– N9.– P.761–777.

4. *Д.И. Глуховец, Ю.А. Гольдин* Исследование биооптических характеристик вод Карского моря с использованием данных спутниковых и

судовых измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2014.– Т.11.– № 4.– С.346-350.

5. *Гуреев Б. А., Гольдин Ю. А., Венцкут Ю. И.* Проточный лазерный флуориметр // Комплексные исследования Мирового океана — проект «Меридиан», Атлантический океан. – М.: Наука, 2008. – С.189–195.

D.I. Glukhovets[1,2], Yu.A. Goldin[1], B.A. Gureev[1], Yu.I. Ventcut[1]

[1]*P.P.Shirshov's Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow*
[2]*Moscow Institute of Physics and Technology (State University), Dolgoprudny*
glukhovets@ocean.ru

FLOW-THROUGH LASER FLUOROMETER WITH SPECTRAL REGISTRATION

The two-channel laser fluorometer with a spectral registration of fluorescence intensities of the colored dissolved organic matter and chlorophyll-A was designed. The compact Ocean Optics Flame spectrometers are used as spectral sensors. The developed software automatizes the separation of overlapping fluorescence bands. After that, this program normalizes the fluorescence intensity on the intensity of Raman scattering by water molecules. This paper is to show the design description, specifications and the first experience.

Keywords: chlorophyll-A, dissolved organic matter, fluorescence spectrum, fluorometer, Raman scattering.

УДК 551.46

Е.В. Жук, А.Х. Халиулин, А.В. Ингеров

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
alenixx@gmail.com, khaliulin@yahoo.com, ingerov@gmail.com

ГЕОИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА "ЧЁРНОЕ МОРЕ"

Целью данной работы является разработка геоинформационной системы (ГИС) региона Чёрного моря и дополнение её банком моделей. Программное обеспечение (ПО) для доступа и визуализации данных разработано с использованием клиент-серверной архитектуры.

В соответствии с основными типами данных разработана модульная структура ГИС – каждому типу данных соответствует свой модуль, позволяющий осуществлять выборку и визуализацию этих данных.

В настоящее время разрабатывается дополнение ГИС банком моделей и пользовательскими моделями – программами, запускаемые на машине пользователя, но получающие и отображающие данные через ГИС.

Ключевые слова: геоинформационная система, банк океанографических данных, онлайн доступ к данным.

В последнее время значительно возросли роль и масштабы использования океанологических данных и знаний. Эта информация стала незаменимой при разработке и реализации различных проектов, направленных на освоение и охрану ресурсов моря, создание морских транспортных систем и рекреационных зон, охрану природной среды, а также в морском строительстве, научных исследованиях и многих других работах, определяющих функционирование и развитие как отдельных приморских регионов, так и морехозяйственного и оборонного комплексов государства в целом.

Наиболее эффективным средством обеспечения пользователей разнообразной, в том числе, океанографической информацией, является использование ГИС, создаваемых на основе современных технологий и обеспечивающих автоматизацию процессов обработки и представления данных и знаний.

Архитектура ГИС. При создании ГИСЧерного моря акцент делался на выборе свободно распространяемого (бесплатного) и платформонезависимого ПО, которое могло бы обеспечить требуемую функциональность.

Программное обеспечение для доступа и визуализации данных было разработано на основе клиент-серверной архитектуры. Серверная часть

включает в себя океанографическую базу данных (ОБД), картографический сервис и php-модули, которые обеспечивают взаимодействие между серверным и клиентским приложениями (рис. 1).

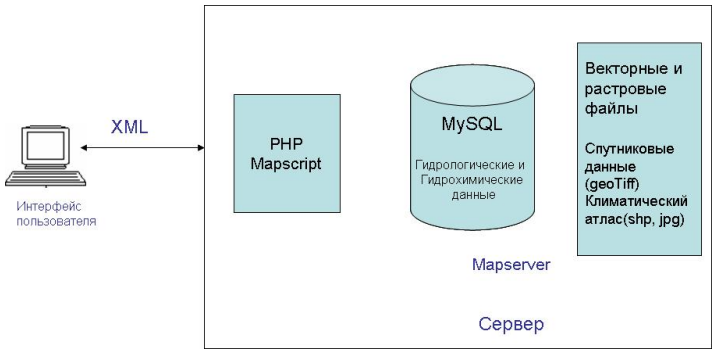


Рис. 1.Архитектура ГИС "Чёрное море"

В качестве картографического сервиса был выбран MapServer.

Для работы с базой данных была выбранасистема управления базой данных MySQL, которая обладает высокой степенью надежности, эффективностью и конкурирует на равных с коммерческими продуктами.

ГИС "Чёрное море" разработана с использованием модульной структуры, что предоставляет широкиевозможности для наращивания её функциональности и интеграции новых типов данных. Для каждого типа данных разработан свой модуль. Основные используемые типы данных:

а) численные данные, хранящиеся в БД (океанографические данные), поступающие из банка океанографических данных МГИ [1].

б) графические данные:

– карты в формате jpeg (карты климатического атласа Чёрного моря [2]);

– карты в shape формате (изолинии карт климатического атласа, социо-экономические данные);

– карты в формате GeoTiff (данные, получаемые со спутника MODIS);

– текстовые данные (социально-экономическая информация и данные по береговой зоне).

Система включает следующие модули:

– модуль океанографических данных, который осуществляет импорт/экспорт океанографических данных в формате ODV; выборку океанографических данных по региону, времени, сезону и рейсу; визуализацию запрошенных океанографических данных (представление

станций на карте, построение профилей океанографических параметров, вывод метаданных и данных);

– модуль выборки и визуализации карт климатического атласа в форматах jpeg и shape;

– модуль выборки и представления спутниковых снимков MODIS AQUA в формате GeoTiff;

– модуль выборки и представления социально-экономических данных прибрежных регионов.

На рисунке 2 показан пример выборки и визуального представления океанографических данных.

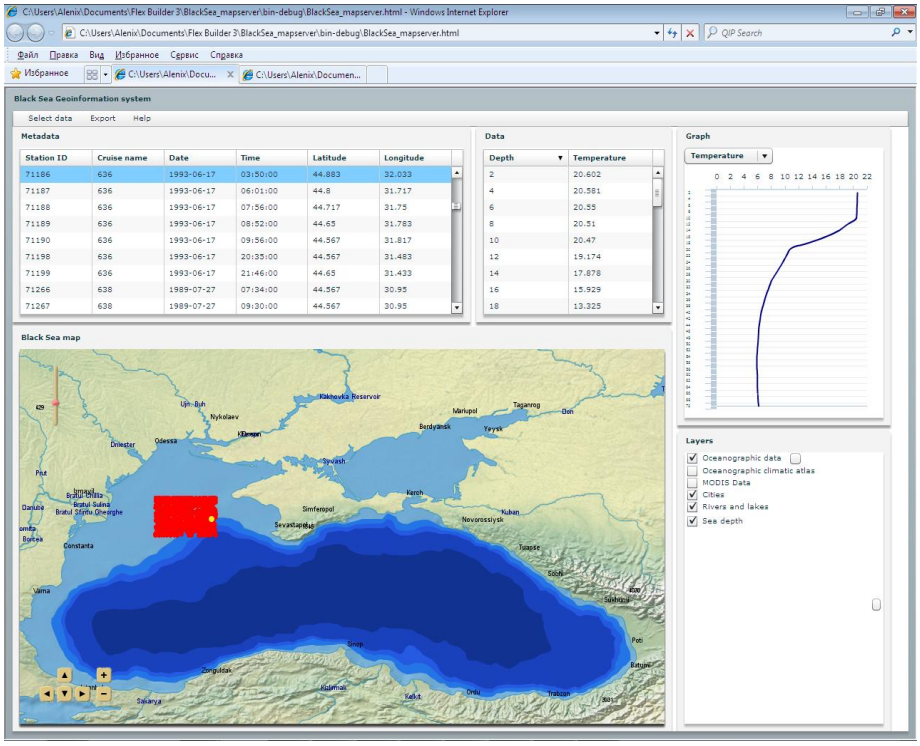


Рис. 2. Пример представлениярезультата выборки океанографических данных

Помимо выбора и визуализации разнородных данных, разработанная ГИС позволяет совмещать эти данные, накладывая один слой на другой на одной карте (рис. 3).

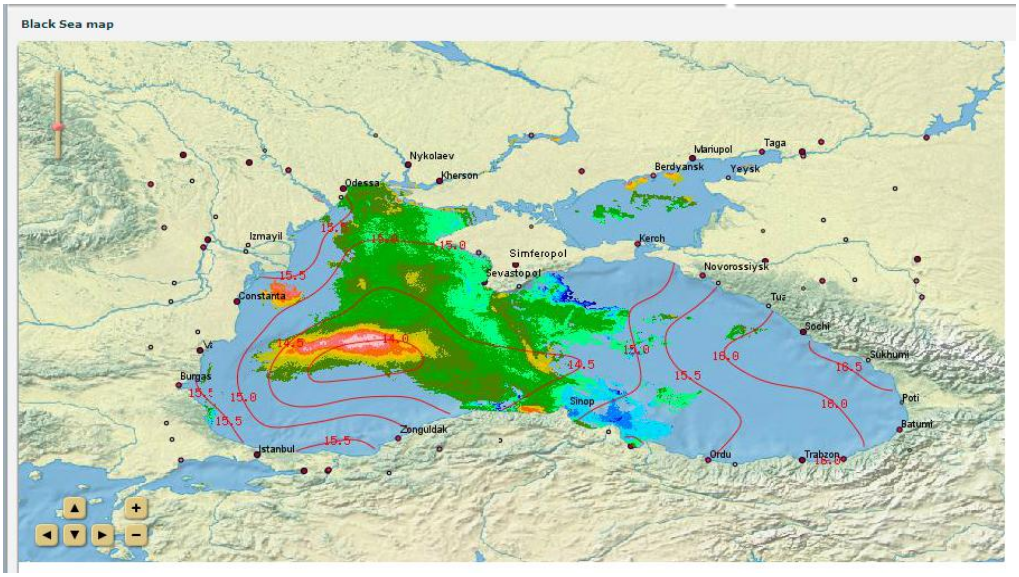


Рис. 3. Наложение карты климатического атласа на изображение, полученное со спутника.

В настоящее время разрабатывается дополнение ГИС банком моделей (модели встроены в ГИС) и пользовательскими моделями – программами, запускаемые на машине пользователя, но получающие и отображающие данные через ГИС.

Пример использования встроенной модели показан на рисунке 4.

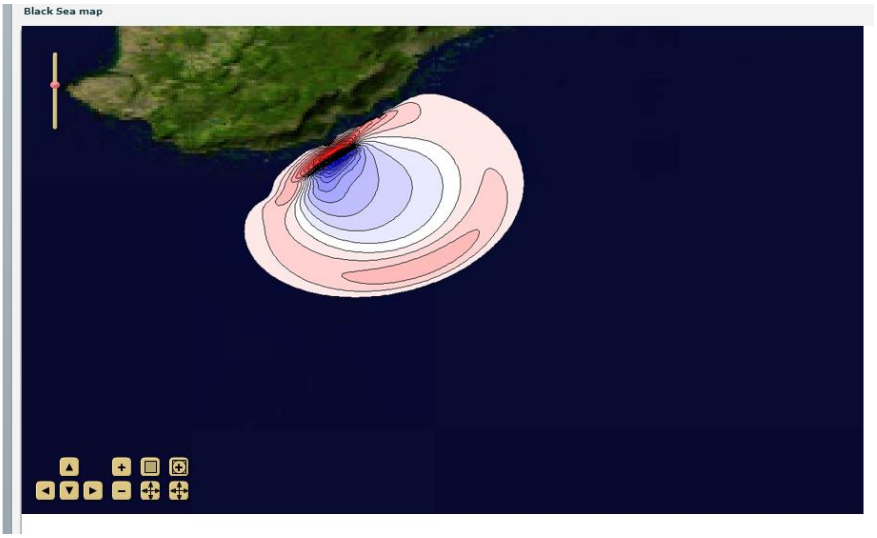


Рис. 4. Отображение результата работы модели в ГИС

В качестве встроенной программной модели используется программа, написанная для описания двумерного распространения цунами в бассейне переменной глубины на базе линейной модели длинных поверхностных волн, что оправдано при глубинах более 5 м. [3]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Еремеев В.Н., Халиулин А.Х., Ингеров А.В., Жук Е.В., Годин Е.А., Пластун Т.В.* Современное состояние банка океанографических данных МГИ НАН Украины: программно-математическое обеспечение //Морской гидрофизический журнал. – 2014. – №2. – С. 54–66.

2. *Еремеев В.Н., Халиулин А.Х., Годин Е.А., Ингеров А.В., Белокопытов В.Н., Жук Е.В.,Галковская Л.К., Исаева Е.А.* Проблемно-ориентированная геоинфомационная система Черного моря / Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ – Гидрофизика», 2012. – С.8–31.

3.Доценко С.Ф., Ингеров А.В. Численное моделирование распространения и усиления волн цунами у Крымского полуострова и северо-восточного побережья Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2010. – № 1. – С. 3–15.

Zhuk E. V., Khaliulin A. Kh., Ingerov A. V.

GEOINFORMATION SYSTEM "BLACK SEA"

The aim of the work is the developing ofthe Black Sea region Geoinformation System (GIS). The Software providing data access and visualization was developed at base ofClient-Server Architecture.

According to the basic data types, the module structure of GIS was developed. Each type of data is matched to a module which allows selection and visualization of the data. At present, special software is developed to complete the GIS with a bank of models and user model programs operating on user computers but receiving and displaying data via the GIS.

УДК 550.8; 550.37

П.А. Казначеев, А.Н. Камшилин

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва
p_a_k@mail.ru

ЛОКАЛЬНЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬ ТОКА - ПРИБОР ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРОВОДЯЩИХ СРЕДАХ

Рассмотрен локальный измеритель тока - прибор для измерения электрического поля в проводящих средах. Описан принцип работы прибора и его функциональное устройство, приведены его основные характеристики. Отмечены основные методические особенности его применения для измерения поля. Приведена оценка возможностей активного геоэлектрического мониторинга среды с использованием локальных измерителей тока.

Ключевые слова: локальный измеритель тока, электрические поля в проводящих средах, акваторные электрические исследования, геоэлектрический мониторинг.

В настоящее время актуальной задачей является мониторинг различных природных и природно-техногенных процессов. Он необходим для понимания того, как эти процессы могут развиваться во времени и пространстве, какие затрагиваются оболочки Земли, какое влияние они могут оказывать на условия жизни человека и его хозяйственную деятельность. Чтобы получать как можно более комплексную информацию об этих процессах, необходимо развивать способы и средства измерения различных связанных с ними геофизических полей.

Электрическое поле в оболочках Земли - прежде всего, литосфере, гидросфере и атмосфере - одно из таких геофизических полей. Измерение этого поля даёт информацию о его источниках, распределении электропроводности, структуре и свойствах среды. Широко используются электрические методы разведки полезных ископаемых (электроразведка); в сейсмоактивных районах исследуются электрические поля с целью выявления предвестников землетрясений; с помощью электрических измерений исследуются связи между литосферой, гидросферой, атмосферой и магнитосферой Земли. В последнее время активно развиваются инженерно-геологические электрические методы в режиме долговременных измерений для отслеживания развития опасных природных процессов (карстово-суффозионных, оползневых, фильтрационных [1, 2]), в том числе на акваториях [3].

В этих методах традиционным способом измерения электрического поля является измерение разности потенциалов между двумя точками среды

с помощью электродных пар. При оперативном мониторинге (длительных непрерывных измерениях со стационарной установкой аппаратуры) появляется возможность использования менее мобильных измерительных устройств. В большей степени это относится к геологической среде, в меньшей - к водной. Одним из таких устройств является локальный измеритель тока (ЛИТ). В отличие от электродных пар, ЛИТ позволяет бесконтактно «локально» измерять переменный электрический ток и определять одну или все пространственные составляющие вектора плотности тока в среде. Бесконтактное измерение в данном случае означает отсутствие гальванического контакта со средой, что позволяет, во-первых, гальванически развязать генерирующую и измерительную аппаратуру, а во-вторых, устранить влияние контактных явлений электрод-среда, которые существенны при измерении электродными парами. Кроме того, ЛИТ измеряет параметры электрического поля в месте установки ("локально") и независимо от других измерителей, поэтому существенно уменьшается длина и площадь контура незащищенной входной электрической цепи измерительного прибора. Также важно, что появляется возможность предварительной обработки сигнала (в том числе фильтрации помех) непосредственно в самом ЛИТ. Указанные особенности увеличивают помехозащищенность электрических измерений в проводящих средах [4, 5].

Внешне ЛИТ представляет собой корпус из диэлектрического материала, в широкой стороне которого сделано сквозное отверстие - измерительное окно ЛИТ (рис. 1). Корпус герметично заключает в себе трансформаторный датчик тока, который охватывает измерительное окно ЛИТ, и электронную схему преобразования, усиления и передачи сигнала.

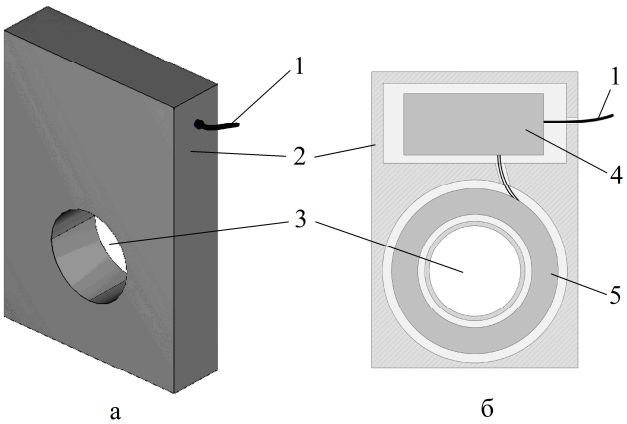


Рис. 1. Локальный измеритель тока (ЛИТ): а - внешний вид и б - внутреннее устройство (в разрезе). 1 - вывод сигнала, 2 - корпус ЛИТ, 3 - измерительное окно, 4 - электронная схема, 5 - датчик тока.

Для измерения электрического поля ЛИТ помещается в проводящую среду (измерительное окно также заполняется материалом среды). В исполнении на рис. 1 ЛИТ позволяет определить одну составляющую

вектора плотности в среде, параллельную оси отверстия измерительного окна. При помещении в среду ЛИТ искажает исходное электрическое поле. Для того, чтобы определить связь между током, протекающем в измерительном окне, и плотностью тока исходного электрического поля, было проведено численное математическое моделирование [4, 6]. В результате было определено, что эти величины связаны соотношением:

$$j_{\parallel} = \frac{I_{изм_ЛИТ}}{K_{конц} \cdot S_{отв}} \quad (1)$$

где $j_{\parallel}$ - составляющая вектора плотности тока, параллельная оси отверстия измерительного окна ЛИТ; $I_{изм_ЛИТ}$ - ток, протекающий в измерительном окне и измеряемый датчиком тока; $K_{конц}$ - некоторый коэффициент концентрации тока, $S_{отв}$ - площадь сечения отверстия измерительного окна. Коэффициент концентрации учитывает искажение поля и зависит только от формы и размеров ЛИТ.

В работах авторы использовали различные варианты ЛИТ [4, 6]. С учетом опыта этих работ и требований общего характера был спроектирован последний вариант ЛИТ как законченный, максимально удобный для применения конечным пользователем, экономичный (недорогой) прибор, с улучшенными (по сравнению с предыдущими вариантами) измерительными характеристиками (чувствительностью, динамическим диапазоном, помехозащищенностью).

Предварительно был проведен анализ электрических полей, измерения которых были бы возможны с помощью ЛИТ, с целью определения частотного диапазона прибора. Был определен рабочий частотный диапазон ЛИТ: максимум передаточной амплитудно-частотной характеристики лежит в диапазоне 0.1-10 Гц, далее в области низких и высоких частот идет спад. Эта область частот охватывает электрические поля активного геоэлектрического мониторинга (с искусственным возбуждением поля в среде), естественные электрические поля Земли и некоторые низкочастотные электрические поля, возникающие в результате преобразования полей другой природы. Затем была определена функциональная схема аппаратной части ЛИТ (рис. 2).

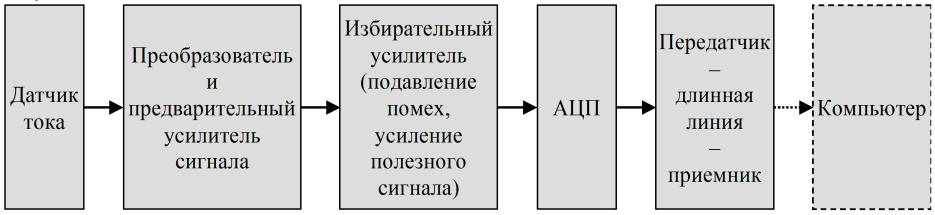


Рис. 2 - Функциональная схема аппаратной части ЛИТ.

Сигнал с трансформаторного датчика тока поступает на преобразователь сигнала и предварительный усилитель сигнала, затем поступает на избирательный усилитель (блок аналоговых фильтров),

осуществляющий подавление помех и дополнительное усиление полезного сигнала. После этого сигнал оцифровывается при помощи аналого-цифрового преобразователя (АЦП) и в цифровом виде, с использованием соответствующих передатчика и приёмника, передаётся по длинной линии на компьютер оператора. Блок АЦП был построен на основе микросхемы аудио АЦП с выходным сигналом в формате USB. Для передачи по длинной линии сигнал преобразовывался с помощью транслятора в сигнал для передачи по кабелю 4-е витые пары (Ethernet-кабель), затем на конце линии опять в сигнал формата USB. Окончательно сигнал поступает на компьютер оператора.

Вид суммарной амплитудно-частотной характеристики коэффициента передачи ЛИТ (отношения напряжения на выходе к входной плотности тока) приведён на (рис. 3).

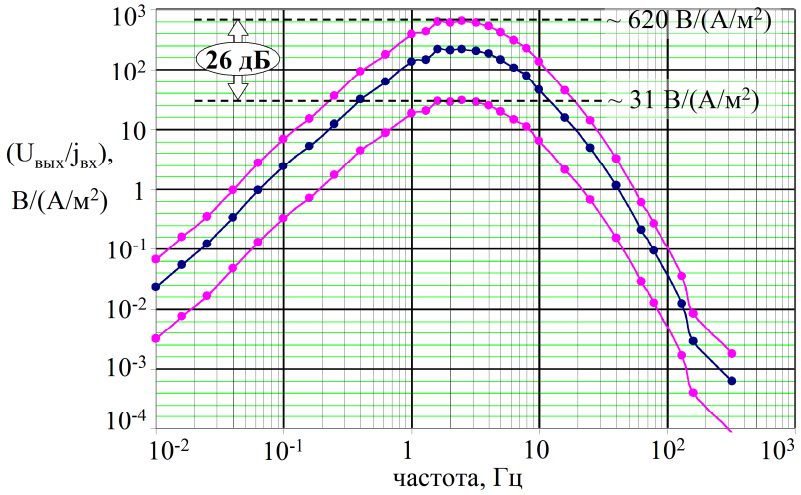


Рис. 3. Амплитудно-частотная характеристика ЛИТ: синяя и розовые кривые - соответственно, при номинальном и крайних значениях программируемого коэффициента аналогового усиления в АЦП.

Разработанный ЛИТ имеет максимальную чувствительность 620 В/(А/м^2), с возможностью программной настройки аналогового коэффициента усиления. Также ЛИТ имеет полный (с учётом регулировки) динамический диапазон 110 дБ, создан из доступных недорогих компонентов, может быть размещен на удалении до нескольких десятков метров от оператора с компьютером при простом подключении по USB-интерфейсу, с использованием для своей работы стандартных драйверов, имеющихся на каждом компьютере, имеет улучшенную защиту от электромагнитных помех, а также имеет защиту от акустических помех.

Рассмотрим одно из возможных применений ЛИТ, обладающее наибольшей практической значимостью с точки зрения изучения природных и природно-техногенных процессов - активный геоэлектрический мониторинг (АГЭМ). Под активным понимается мониторинг, когда в среде

искусственно возбуждается электрическое поле, параметры которого непрерывно измеряются и по их изменению делаются выводы о изменении состояния и структуры среды. АГЭМ возможен в любой проводящей среде - геологической, водной или в сложной системе, включающей эти среды.

Получение максимально полной информации о природных и природно-техногенных процессах требует решения задачи определения пространственно-временных изменений среды по данным АГЭМ. Решение этой задачи в общем виде, в случае сложно построенной изменяющейся среды, чрезвычайно сложно. Поэтому целесообразно рассматривать такую задачу в частных вариантах, например, для определения требований к измерительной аппаратуре, или для определения возможностей конкретного электрометрического метода и т.п.

Исторически использование ЛИТ рассматривалось, прежде всего, для электрометрического метода, эквивалентного эквипотенциальному методу с использованием электродных пар [4, 5, 8]. Идея метода заключается в расположении двух ЛИТ таким образом, чтобы их сигналы в исходном состоянии были равны (т.е. измеряемые плотности тока одинаковые). Отслеживается разность этих сигналов, которая в исходном состоянии будет равна нулю. При изменениях в среде происходит изменение распределения электрического поля и разность становится отличной от нуля.

Был проведен теоретический расчёт для определения возможностей метода [5, 7]. В задаче расчётная модель представляла собой однородное проводящее нижнее полупространство проводимости σ_1, на поверхности которого находится излучающий электрод А (рис. 4). В полупространстве поднимается с бесконечной глубины $z_S=\infty$ шар радиусом r_S с центром в точке S, проводимости σ_2, отличной от проводимости полупространства, на расстоянии x_S от электрода А по горизонтали. В двух точках М и N на одной линии с электродом А, на некотором расстоянии от него располагается по одному ЛИТ таким образом, что изначально измеряемые х-составляющие плотностей тока равны. Определяется разностный сигнал ЛИТ J_{MN}, который в исходном состоянии равен нулю ($J_{MN0} = 0$):

$$J_{MN} = |j_{x_M}| - |j_{x_N}| \qquad (2)$$

Было получено несколько семейств зависимостей J_{MN} от глубины залегания шара z_S, причем в каждом семействе варьировался один из параметров задачи (x_S, r_S, σ_2/σ_1), а другие параметры были фиксированными. Анализ семейств зависимостей позволил сделать вывод, что при динамическом диапазоне ЛИТ 120 дБ и чувствительности ~20 В/(А/м^2) с помощью метода можно обнаруживать и отслеживать подъем шара со значительно глубины (z_S и x_S>>AN и AM).

Таким образом, перспективным представляется применение ЛИТ для мониторинга природных и природно-техногенных процессов, связанных с

изменением "структуры" проводящей среды (геологической, водной или сложнопостроенной системы с включением обоих сред).

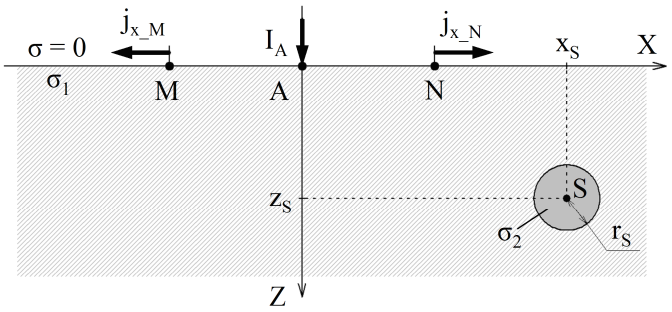


Рис. 4. Расчётная модель для частной задачи определения возможностей метода активного геоэлектрического мониторинга с ЛИТ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рекомендации по проведению инженерных изысканий, проектированию, строительству и эксплуатации зданий и сооружений на закарстованных территориях Нижегородской области. - Нижний Новгород, 2012. - 139 с.

2. Богданов М.И., Калинин В.В., Модин И.Н. Применение высокоточных низкочастотных электроразведочных комплексов для ведения длительного мониторинга опасных инженерно-геологических процессов // Инженерные изыскания. - 2013. - № 10-11. - С. 110-115.

3. Комплексные акваторные электроразведочные исследования в восточной части Германии / Бобачев А.А., Волков С.И., Коларов Д.Л., Модин И.Н., Мюллер А., Перваго Е.В., Шевнин В.А. // Разведка и охрана недр. – 2004. – № 5. – С. 22–27.

4. Геоэлектрические исследования процессов подготовки провалов грунта / Е.Н. Волкова, П.А. Казначеев, А.Н. Камшилин, В.В. Попов // Геофизические исследования. - 2013. - Т. 14, № 3. - С. 64-79.

5. Казначеев П.А. Разработка и исследование комплекса средств активного геоэлектрического мониторинга с использованием локальных измерителей тока: автореф. дис. … канд. техн. наук. – М., 2014. - 28 с.

6. Казначеев П.А., Камшилин А.Н., Попов В.В. Измерение локальной плотности тока в земной коре // Вестник МЭИ. - 2011. - № 5. - С. 57-63.

7. Казначеев П.А., Камшилин А.Н., Хоменко В.П. Эквипотенциальный и токовый методы карстологического геоэлектрического мониторинга // Инженерные изыскания. - 2015. - № 9. - С. 32-39.

8. Возможности регистрации подземных обрушений грунтов с помощью активного геоэлектрического мониторинга / В.П. Хоменко, А.Н. Камшилин, О.Р. Кузичкин, Е.Н. Волкова // Промышленное и гражданское строительство. - 2007. - № 11. - С. 12-14.

P.A. Kaznacheev, A.N. Kamshilin

LOCAL CURRENT GAUGE - INSTRUMENT FOR MEASUREMENT OF LOW-FREQUENCY ELECTRIC FIELD IN CONDUCTIVE MEDIUM

Abstract: The local current gauge was reviewed - it is the instrument for measurement of low-frequency electric field in conductive mediums. The principle of operation of the instrument and it's functional structure were explained, it's key features were given. The basic technique features of it's application for field measurement were noted. Evaluation of possibility of active geoelectrical monitoring of medium with using of local current gauges were given.

Key words: local current gauge, electric fields in conductive mediums, aquatory electric surveys, geoelectrical monitoring.

УДК 551.463.5

Е.Н. Корчемкина, А.А. Латушкин

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
ekorchemkina@gmail.com

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ РАСТВОРЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ВЗВЕСИ ПО СПЕКТРАЛЬНОМУ ПОКАЗАТЕЛЮ ОСЛАБЛЕНИЯ НАПРАВЛЕННОГО СВЕТА

Предлагается способ определения поглощения и рассеяния оптически значимыми примесями морской воды на основе данных измерений показателя ослабления направленного света (ПОС) в 9-ти спектральных каналах, охватывающих диапазон с 370 до 660 нм. Полученные значения поглощения растворенным органическим веществом и рассеяния взвесью хорошо соответствуют данным, получаемым другими методами.

Ключевые слова: показатель ослабления направленного света, растворенная органика, взвесь, полуаналитический алгоритм.

В ФГБУН МГИ широко применяются методы и аппаратура для измерений показателя ослабления света (ПОС), которые в течение многих лет использовались при проведении натурных гидрооптических исследований. Выбор этой первичной гидрооптической характеристики, в качестве одного из параметров, необходимых при проведении подспутниковых гидрооптических измерений, не случаен. Измерения вертикальных профилей ПОС позволяют получить оперативную детальную информацию о вертикальной биооптической структуре природных вод, а также дают возможность отбирать пробы на оптимальном числе горизонтов.

Для решения задач оперативного мониторинга в отделе оптики и биофизики моря ФГБУН МГИ был разработан и изготовлен малогабаритный спектральный измеритель показателя ослабления света, предназначенный как для проведения исследований вертикальных профилей полей прозрачности (зондирующий режим), так и в составе проточных систем, при попутных исследованиях с судов, либо со стационарных платформ [1]. Также, благодаря оперативности получения данных, можно в кратчайшие сроки определять состав и биопродуктивность вод, а также идентифицировать источники поступления загрязняющих веществ и пути их распространения в прибрежных акваториях.

Однако связь измеряемых оптических параметров с биологическими характеристиками не всегда однозначна, и для успешного решения обратной задачи, заключающейся в определении концентраций примесей по данным ПОС, необходимо задействовать по возможности большее количество

информации. В данной работе предлагается способ расчета концентраций взвеси и растворенной органики в воде по измерениям ПОС в девяти спектральных участках (370; 400; 447,5; 470; 505; 530; 590; 617 и 660 нм).

В работе рассматриваются данные, полученные в двух рейсах НИС «Бирюза» 28 – 31.07.2015 и 9 – 10.09.2015, а также на океанографической платформе 23 – 24.09.2015. Расположение станций показано на рис. 1, примеры полученных данных – на рис. 2.

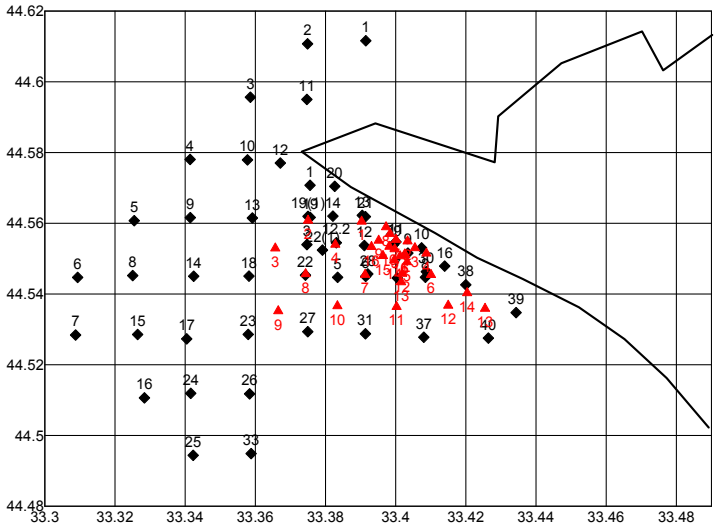
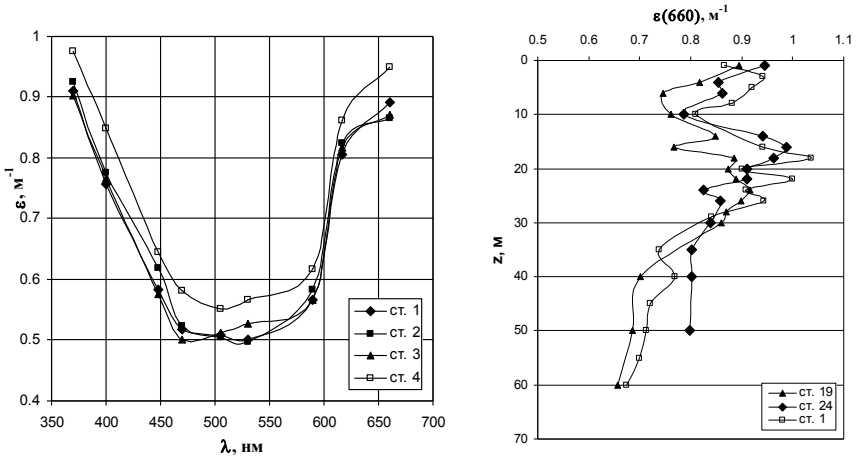


Рис.1. Расположение станций рейсов НИС «Бирюза» в акватории мыса Херсонес (июль – черные точки, сентябрь – красные)



а б

Рис.2. Типичные спектры (а) и профили (б) показателя ослабления

С учетом оптически активных компонентов океанской воды, влияющих на поглощение и рассеяние света, показатель ослабления света c определяется следующим образом:

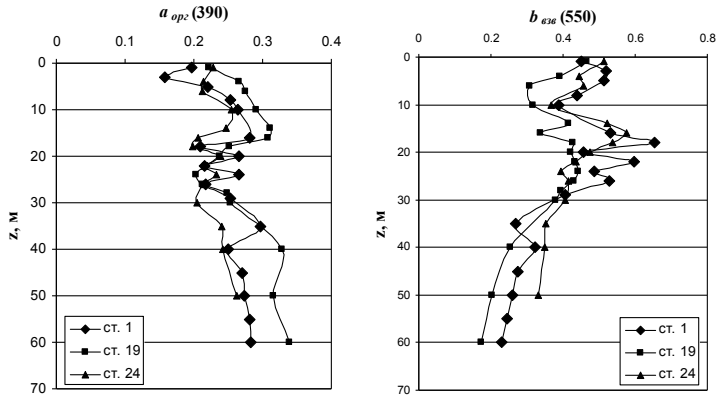
$$c(\lambda) = a_{чв}(\lambda) + a_{взв}(\lambda) + a_{жсв}(\lambda) + b_{чв}(\lambda) + b_{взв}(\lambda), \quad (1)$$

где $b_{чв}(\lambda)$ и $a_{чв}(\lambda)$ – рассеяние и поглощение чистой водой [2], $b_{взв}(\lambda)$ и $a_{взв}(\lambda)$ – рассеяние и поглощение взвесью, $a_{жсв}(\lambda)$ – поглощение растворенными органическими соединениями (желтым веществом). С учетом принятых в литературе параметризаций [3] можно записать

$$c(\lambda) = a_{чв}(\lambda) + b_{чв}(\lambda) + a_{орг}(390)\mathrm{e}^{-S(\lambda-390)} + b_{взв}(550)\left(\frac{500}{\lambda}\right), \qquad (2)$$

где сумма поглощения растворенной органикой и органической взвесью представлена третьим слагаемым. Для упрощения задачи мы пренебрегаем поглощением минеральной взвеси. Параметр S по литературным данным [3] равен 0.018. Таким образом, неизвестными в этом уравнении являются $a^{*}_{орг}(390)$ и $b_{взв}(550)$, которые связаны с концентрациями неживой органики и минеральной взвеси соответственно.

Проблема при решении данной обратной задачи заключается в том, что спектральный ход поглощения неживой органикой и рассеяния взвесью практически одинаков и представляется монотонно убывающей функцией. Таким образом, используя метод наименьших квадратов для нахождения неизвестных в уравнении (2), невозможно разделить вклады органики и взвеси. Эта проблема была решена путем разделения всего диапазона измерений на участки с доминирующим вкладом органики и взвеси, как это было сделано для коэффициента яркости в работе [4].



а б

Рис. 3. Рассчитанные профили поглощения неживой органикой и рассеяния взвесью

Полученные результаты представлены на рис. 3. На всех станциях наблюдалось характерное увеличение поглощения неживой органикой и уменьшение рассеяния с глубиной. Кроме того, полученные значения рассеяния хорошо коррелируют с ПОС(660), $R^2 = 0.88$. Это косвенно свидетельствует о том, что найденные значенияпоглощения и рассеяния верны с точностью до постоянного множителя, таким образом, их легко можно связать с концентрациями соответствующих примесей. Для этого

разработанный алгоритм нуждается в калибровке на основе данных непосредственных измерений концентраций взвеси и неживой органики.

Пространственное распределение эффективных значений рассеяния минеральной взвесью приведено на рис. 4. В целом наблюдается достаточно логичное распределение, где максимумы рассеяния, а значит и концентрации взвеси, лежат в прибрежной зоне, а с удалением от берега наблюдается снижение полученных значений.

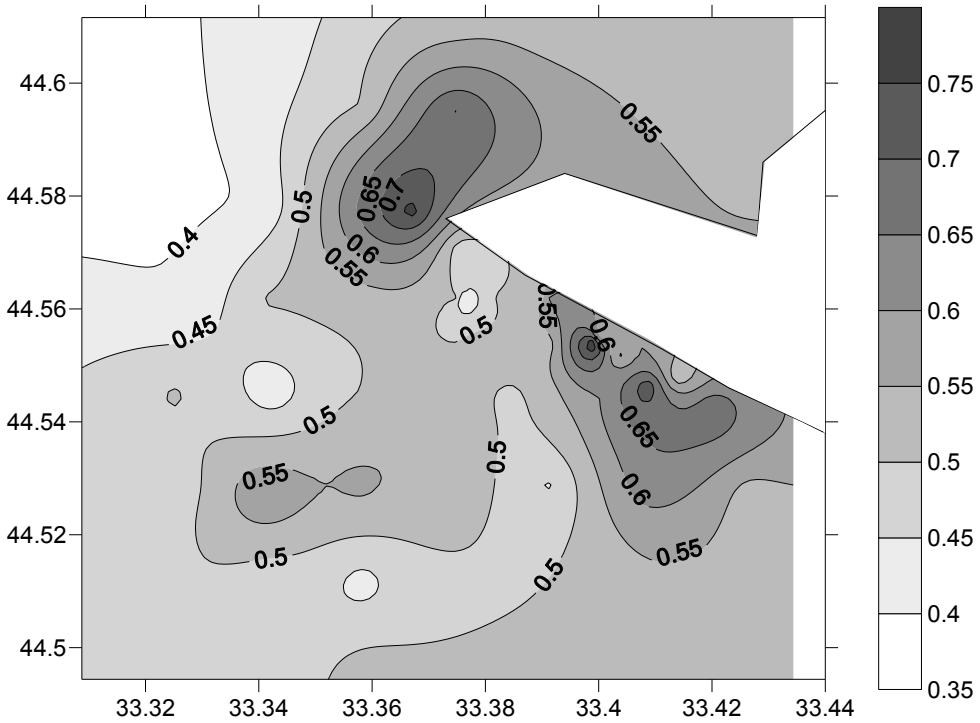


Рис. 4. Пространственное распределение рассеяния взвесью $b_{взв}(550)$ по данным рейса НИС «Бирюза» 28-31.07.2015.

Заключение

Представленный метод позволяет оперативно оценивать концентрацию или рассеяние минеральной взвесью по данным ПОС. Дополнительно он предоставляет возможность получения значений поглощения неживой органикой, что имеет большое значение для вод типа II, к которым относится Черное море. В дальнейшем планируется оптимизировать алгоритм путем использования ограниченного числа спектральных каналов для работы с четырехканальным аналогом измерителя ПОС.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 14-45-01610 «Новый подход к определению биооптических свойств вод по измерениям спектральных характеристик флюоресценции и рассеяния света в морской среде».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Латушкин А. А.* Многоканальный измеритель коэффициента ослабления светадля проведения океанографических подспутниковых исследований // «Управление и мехатронные системы». Севастополь: МГИ НАН Украины. 2013. – С. 231-236.

2. *PopeR.M., FryE.S.* Absorptionspectrum 380–700 nmofpurewater. II. Integrating cavity measurements // Appl. Optics. – 1997. – 36, № 33. – P. 8710 – 8723.

3. *Churilova T., Suslin V., Berseneva G., et al.* Parameterization of light absorption by phytoplankton, nonalgal particles and coloured dissolved organic matter in the Black Sea // Proc. IV International Conf. «Current problems in optics of natural waters». – Nizhny Novgorod, 2007. – P. 70 – 74.

4. *Korchemkina E.N., Shybanov E.B.* Special minimization technique for analytical algorithms of chlorophyll retrieval // Proc. V International Conf. «Current problems in optics of natural waters». – Saint-Petersburg, 2009. – P. 73 – 77.

E.N. Korchemkina, A.A. Latushkin

DETERMINATION OF THE CONCENTRATION OF DISSOLVED ORGANIC MATTER AND MINERAL PARTICLES FROM THE SPECTRAL ATTENUATION COEFFICIENT

A method to determine the absorption and scattering of significant sea water constituents based of measurements of the attenuation of direct light in 9 spectral bands covering the range from 370 to 660 nm. The obtained values for the absorption of dissolved organic matter and suspended matter scattering correspond well to data obtained by other methods.

Keywords: spectral attenuation coefficient dissolved organic matter, mineral particles, semi-analytical algorithm.

УДК 551.465

К.П. Сильвестрова[1], С.А. Мысленков[1,2], А.Г. Зацепин[1], В.И. Баранов[3]

[1]Институт океанологии им. П.П.Ширшова Российской академии наук, 117997, г. Москва, Нахимовский проспект, д.36,
ksberry@mail.ru
[2]Московский Государственный Университет, Географический Факультет, Кафедра Океанологии, Российская Федерация, г. Москва
[3]Институт океанологии им. П.П.Ширшова Российской академии наук, Южное Отделение, г.Геленджик

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДРЕЙФУЮЩИХ БУЕВ И БУКСИРУЕМОГО ПРОФИЛОГРАФА ТЕЧЕНИЙ ADCP НА ГИДРОФИЗИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ ИО РАН В ЧЕРНОМ МОРЕ (Г. ГЕЛЕНДЖИК)

В работе показаны результаты работы системы мониторинга течений, основанной на отслеживании траекторий дрифтеров, оснащенных GPS-приемником и сотовой связью GSM. Данная система позволяет получать данные о течениях с пространственным разрешением 100-200 м и заданным временным интервалом от 1 минуты. Благодаря использованию GSM-связи за движением дрейфующих буев можно наблюдать в режиме реального времени. На шельфе Черного моря был проведен ряд экспериментов, а также проведено сравнение полученных траекторий дрифтеров с данными буксируемого ADCP.

Ключевые слова: дрифтер, дрейфующий буй, течения, субмезомасштабные вихри, Черное море.

В нашей работе для получения данных о течениях использовалась оригинальная технология: дрифтеры с GPS-позиционированием и GSM- или GPRS-передачей данных, что позволяет получать данные о перемещении дрейфующего буя с дискретностью от 1 минуты и в горизонтальном масштабе до 10 м [2].

Разработанный дрейфующий буй представляет собой конструкцию, состоящую из поплавка с закрепленным на нем GPS -приемником и GSM-модулем передачи данных, подводного паруса высотой 1 м и груза (рис. 1). Подводный парус может быть размещен на различной глубине при помощи соединительного троса. В экспериментах подводный парус располагался на глубинах от 1 до 15 м.

Основное требование к конструкции дрейфующих буев для корректного измерения течений — соотношение надводной и подводной частей, которое позволяет минимизировать влияние ветра на движение поплавка. Для используемых дрейфующих буев, такое соотношение составляет около 1:30, при котором влияние ветрового дрейфа составит не более 5% (при скорости ветра 10-15 м/с).



Рис. 1. Внешний вид дрейфующего буя

В 2014 году было проведено сравнение траекторий движения дрифтеров (паруса были расположены на глубинах 0,5–1,5 м; 4,2–5,2 м; 6,6–7,6 м; 15–16 м) с вертикальным разрезом скорости и направления по данным ADCP (рис.2).

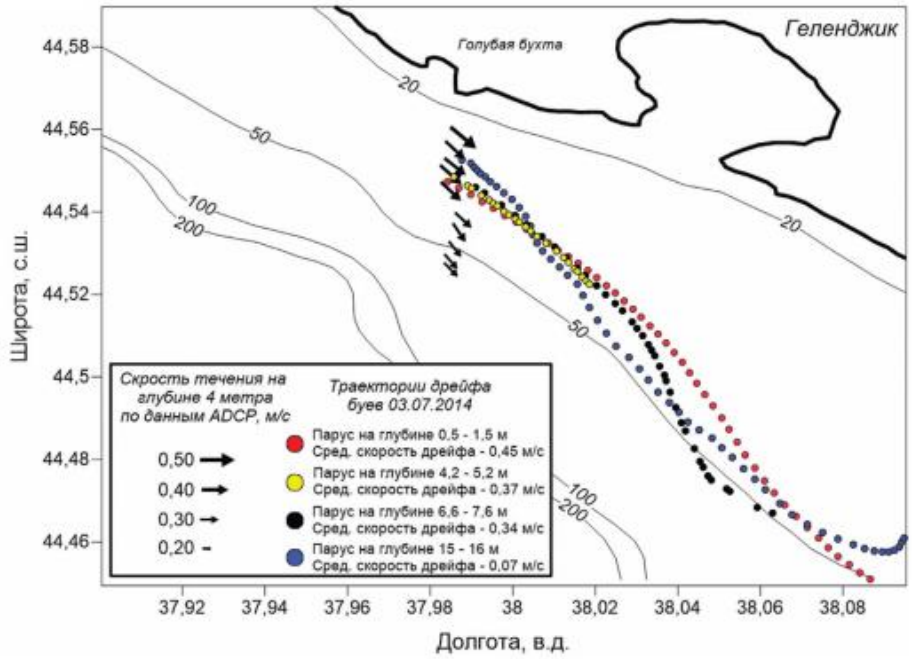


Рис.2. Дрифтерный эксперимент 3-4 июля 2014 года

Данные в целом совпадают и во многом дополняют друг друга. Отклонения по магнитуде при общей скорости течения более 0,1 м/с между

обоими средствами измерений составляют не более 0,05 м/с и 5° по направлению. Более подробное описание результатов эксперимента приведено в работе [4].

Одной из основных целей совместных экспериментов с дрифтерами и ADCP является детальное описание субмезомаштабных вихрей. Буксировка ADCP проводится в течение нескольких часов, и ее результатом является картосхема циркуляции вод на различных горизонтах, однако единовременность измерений остается под вопросом. Траектории дрифтеров помогают убедиться в сохранении картины циркуляции в течение всего времени проведения съемки или напротив выявить короткопериодную изменчивость. С помощью дрифтеров, при изучении субмезомасштабных вихрей, также возможно получить такие параметры как скорость перемещения вихря и время его жизни. В совместных экспериментах подводный парус находится на глубине 3-4 м для возможности сопоставления с верхней ячейкой буксируемого ADCP, у которого существует теневая зона в поверхностном слое.

21 и 24 июня 2015 года выполнялись буксировки ADCP (рис.3), а с 21 по 23 июня в этом же районе отслеживались траектории движения 4-х дрифтеров (рис.4). По данным буксировки видно, что 21 июня в мористой части наблюдалось течение, направленное на северо-запад. У берега скорости заметно уменьшаются и течение направлено уже на восток. По данным дрифтеров удалось зафиксировать вытянутый вдоль берега антициклонический вихрь (рис.4), однако приблизительно через сутки описываемые дрифтерами траектории, позволяют констатировать диссипацию вихря. К 24 июня уже наблюдалось практически однородное течение на северо-запад.

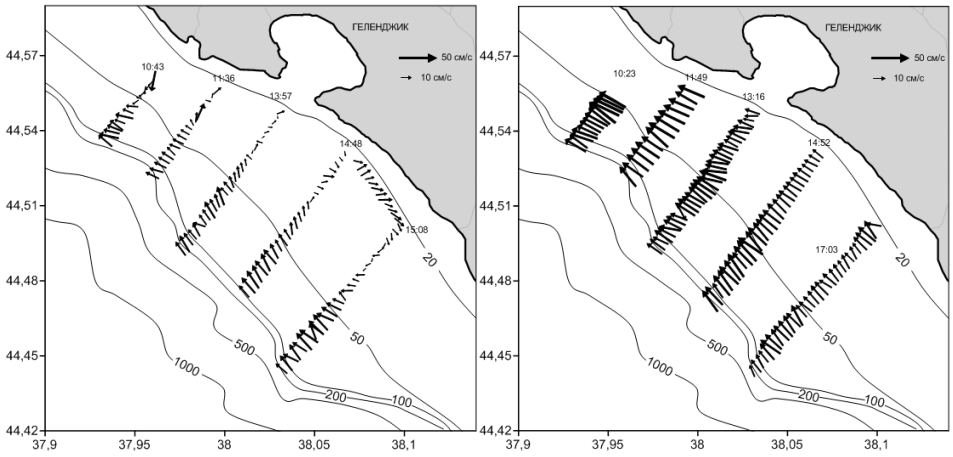


Рис. 3. Скорость и направление течений по данным буксировки ADCP 21 июня (слева) и 24 июня(справа) 2015 года

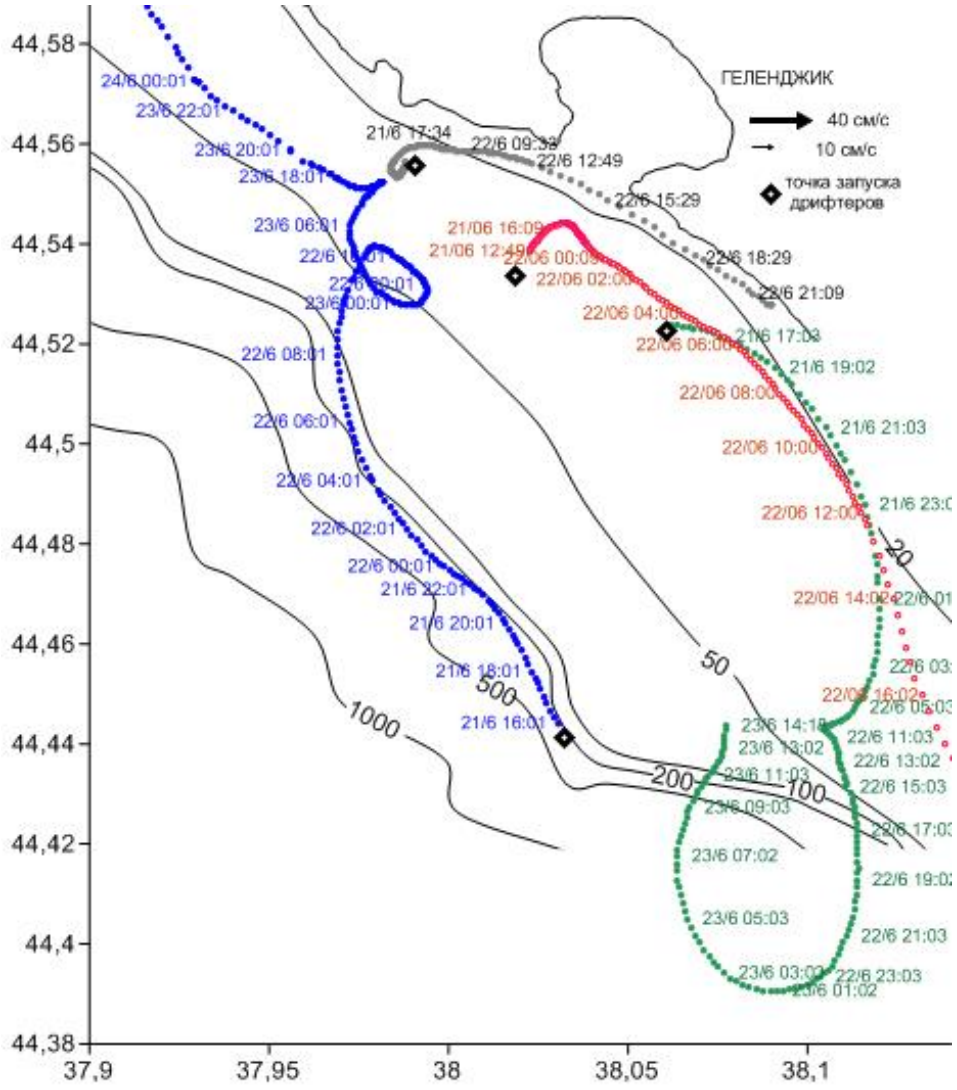


Рис. 4. Траектории движения дрифтеров с 21 по 23 июня 2015 г.

Также благодаря дрифтерам появляется возможность отслеживать медленные инерционные движения с очень малыми скоростями (порядка 2-4 см/с), в то время как точность ADCP при таких скоростях существенно падает.

Основным недостатком используемых дрифтеров является неравномерность покрытия сети GSM из-за чего район их действия ограничивается только прибрежной зоной. Дрифтеры накапливают данные во внутреннюю память, однако в любом случае для передачи данных необходимо наличие сети.

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Мысленков С.А., Зацепин А.Г., Сильвестрова К.П., Баранов В.И.* Использование дрейфующих буев и буксируемого профилографа для исследования течений на шельфе Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. - 2014. - № 6. - С. 73–80.

2. *Мысленков С.А., Самсонов Т.Е.* Исследование течений на шельфе Черного моря с помощью ГНСС-мониторинга // Изв. Вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. - 2014. - № 3 - С. 60–68.

3. *Мысленков С.А., Сильвестрова К.П., Зацепин А.Г. и др.* Возможности использования GPS-дрифтеров для исследования течений на шельфе Черного моря // Океанология. - 2016. - Т.56. - №1.

4. *Сильвестрова К.П., Краюшкин Е.В., Мысленков С.А*. Анализ данных дрейфующих буев и буксируемого профилографа течений на подспутниковом полигоне в Черном море // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2015. - Т. 12 -. № 3. - С. 171-184.

Silvestrova K.P., Myslenkov S.A., Zatsepin A.G., Baranov V.I.

GPS-DRIFTERS AND TOWED ADCP MEASUREMENTS ON HYDROPHYSICAL POLYGON OF IO RAS IN THE BLACK SEA NEAR GELENDZHIK

УДК 551.46.073 + 629.5.05

В.В. Стрый[1], Д.С. Саврадым[1], В.В. Стрый[1], В.Ф. Удовик[2]

[1]*Центр детского и юношеского творчества, г. Армянск*
[2]*Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь*
xeonerix@gmail.com, udovik_UVF@mhi-ras.ru

РАДИОУПРАВЛЯЕМАЯ МНОГОЦЕЛЕВАЯ ПЛАТФОРМА ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

Обсуждаются проблемы, возникающие при проведении океанографических измерений в мелководных акваториях. Проанализирован опыт разработки и эксплуатации автономных малогабаритных судов. Описаны основные направления работ по реализации инновационного проекта по созданию радиоуправляемой многоцелевой платформы для проведения океанографических измерений в береговой зоне моря. Приводится информация о результатах испытания управляющих модулей.

Ключевые слова: океанографические наблюдения, береговая зона, автономные суда, суда с малой площадью ватерлинии, системы управления судном.

Проведение океанографических наблюдений в береговой зоне морей, мелководных заливах, эстуариях и устьевых участках рек сопряжено с определенными техническими трудностями, обусловленными в первую очередь необходимостью выполнения работ в акваториях с малыми и сверхмалыми глубинами.

В настоящее время измерения в мелководных районах осуществляются с использованием маломерных судов, надувных лодок либо других плавучих средств, зачастую не приспособленных для подобного рода работ и нуждающихся в переоборудовании для размещения и закрепления необходимых приборов. Плавание на таких судах в сложных навигационных условиях сопряжено с повышенной опасностью для судна и экипажа, а так же может представлять угрозу окружающей среде.

При подготовке и проведении экспедиционных работ следует также учитывать, что особенности протекания гидродинамических процессов в мелководных районах, выражающиеся в частности в трансформации волн и интенсификации течений, создают специфические условия плавания в каждом конкретном районе.

Помимо указанных особенностей организации и проведения исследований возникают определенные проблемы, относящиеся уже непосредственно к качеству получаемых данных натурных наблюдений. К данной категории следует в первую очередь отнести ошибки, возникающие в результате качки судна. Наибольших величин ошибки достигают при

использовании приборов, производящих непрерывное зондирование через всю толщу воды. Отклонение луча распространения сигнала от вертикали приводит к появлению случайных ошибок измерения, устранение которых на этапе постобработки исходных данных либо представляет собой трудоемкий процесс, либо вообще невозможно без использования синхронной информации о параметрах качки в моменты прохождения зондирующих сигналов.

К указанному типу приборов относятся все виды эхолотов и акустические доплеровские измерители профиля течения (ADCP*acoustic Doppler current profiler*), позволяющие производить натурные измерения таких важных параметров среды как рельеф дна и вертикальная структура течений.

Другим фактором, приводящим к появлению ошибок измерений, выступает отклонение судна от намеченного пути передвижения. Соблюдение необходимой точности перемещения по заданному маршруту особенно важно при проведении повторных измерений на опорных створах. Однако в сложных навигационных условиях мелководья управление малогабаритным судном, обладающим низкими мореходными качествами, вызывает трудности даже у опытного судоводителя.

В связи с этим существует необходимость разработки и внедрения инновационных технологий, позволяющих повысить безопасность проведения экспедиционных исследований в мелководных акваториях и уменьшить ошибки измерений, возникающие в результате влияния качки судна на работу приборов.

Цель проводимых работ: создание автономного малогабаритного судна для проведения океанографических измерений в береговой зоне.

В настоящее время ведутся интенсивные разработки автономных малогабаритных судов и платформ, предназначенных для проведения научных исследований и проектно-изыскательских работ в акваториях с малыми и сверхмалыми глубинами [1,2]. Наиболее удачные проекты судов, оснащенных измерительной аппаратурой, находят все более широкое применение при проведении мониторинговых и специализированных исследований.

Производство большинства из них уже поставлено на коммерческую основу. Область применения позиционируется как проведение гидрографических и океанографических съемок в мелководных прибрежных районах, реках, каналах, озерах и прудах, а также в случаях, когда доступ к району проведения исследований и обеспечение безопасности персонала может быть самой ресурсоёмкой, а порой и неразрешимой задачей.

В зависимости от условий эксплуатации предлагаются различные типы корпусов судна и варианты исполнения в виде буксируемых, дистанционно управляемых и автономных платформ для размещения измерительных

приборов. Суда могут быть оборудованы эхолотом, ADCP, приборами контроля качества воды, GPS-приемником, а также радиомодемами для управления движением и передачи данных.

Для решения указанных выше проблем, возникающих при проведении измерений в результате качки судна, наибольшим потенциалом обладают суда с малой площадью ватерлинии (СМПВ), которые в зарубежной литературе обозначаются как SWATH (*Small Waterplane Area Twin Hull*).

В судостроении малая площадь ватерлинии формируется путём погружения несущего корпуса или гондолы под воду и крепления на нём надводной платформы при помощи стоек обтекаемого сечения. Таким конструктивным сочетанием достигается повышенная остойчивость и снижается волновое сопротивление [3].

Возможность достижения высокой мореходности при использовании концепции судна с малой площадью ватерлинии доказана опытом эксплуатации боле чем 70 построенных к настоящему времени судов данного типа [4]. Наиболее широко концепция СМПВ применяется при строительстве спасательных, патрульных и научно-исследовательских судов, одним из которых является судно «Kilo Moana» [5].

На первом этапе реализуемого проекта проводятся работы по изготовлению радиоуправляемого автономного судна, предназначенного для проведения промерных работ в береговой зоне моря. В качестве основного варианта выбран тип судна с малой площадью ватерлинии, а именно двухкорпусного судна с двумя стойками на каждой гондоле к которым крепится платформа.

Подводные корпуса-понтоны имеют положительную плавучесть, которую можно регулировать количеством и положением свинцовых пластин, закрепленных в нижней части наружной поверхности корпуса. Это позволяет, не вторгаясь во внутреннее пространство корпусов понтонов оперативно изменять осадку, а также компенсировать возникающий крен и дифферент судна в случае изменения общей массы полезного груза либо конфигурации его размещения на платформе.

В водонепроницаемых отсеках, встроенных в корпуса понтонов, размещаются электродвигатели и аккумуляторные батареи, что приводит к дополнительному снижению положения центра тяжести и соответственно повышению остойчивости судна. Снабжение каждого подводного корпуса ходовым винтом обеспечивает болеевысокую маневренность судна. Для создания фиксированной положительной плавучести свободное пространство заполнено блоками специальной конфигурации, изготовленными из пеноматериала с закрытыми порами.

Электронные блоки управления и измерительная аппаратура, а также модули связи размещаются в водонепроницаемых контейнерах на платформе.

Создаваемое автономное малогабаритное судно имеет следующие характеристики. Длина подводных понтонов вместе с носовыми обтекателями составляет 1.2 м, внешний диаметр0.11 м, осадка суднаоколо 0.5 м. Платформа размером 0.8 х 0.8 м выполнена из пластика и крепится на стойках из ПВХ трубы. Высота платформы над невозмущенной поверхностью составляет около 0.5 м. Стойки крепятся герметично на корпусе понтонов. Соединительные провода выведены на платформу через кабельные гермовводы.

Согласно предварительным расчетам масса полезного груза, размещаемого на платформе, может составлять до 8 кг. На первом этапе планируется установка на платформе однолучевого эхолота и управляющего модуля, имеющих массу около 4 кг. Избыточная плавучесть компенсируется размещением балластного груза на понтонах.

В качестве источника питания выбраны необслуживаемые аккумуляторные батареи Delta DT 1207 (напряжение 13.7 В, номинальная емкость 7 Ач), что при максимальном потребляемом токе около 2 А обеспечивает более 3 часов автономной работы судна при проведении измерений.

Разработан и находится в стадии тестирования программно-аппаратный комплекс, позволяющий обеспечивать движение судна в режиме ручного управления по радиоканалу либо в автономном режиме по заранее заданной траектории с автоматической корректировкой курса по данным гироскопа и акселерометра, в дальнейшем – GPS-приемника. Так же ведется разработка программного обеспечения управления процессом проведения инструментальных измерений океанографических характеристик, их регистрации и передачи данных на устройство, находящееся на берегу.

Для измерения относительного положения судна-робота, отклонения от курса и параметров качки используются: 3-осевой гироскоп и акселерометр MPU-6050, 3-осевой цифровой магниторезистивный компас (магнитометр на три координаты) GY-271 на базе микросхемы HMC5883L. Управление двигателями производится через драйвер L298D. Для связи с наземным приёмопередатчиком используется радиомодуль NRF24L01 (2.4 ГГц). Для определения координаты планируется использовать GPS/ГЛОНАСС-приёмник. Считывание данных выполняется по последовательному порту.

Программа для микроконтроллера первоначально была написана на языке Си в среде CodeVision AVR. Однако в дальнейшем выяснилось, что для работы с применяемыми датчиками существует большой набор библиотек только для Arduino. Поэтому был осуществлён переход в среду Arduino. В данном случае дополнительным плюсом может стать возможность использования загрузчика для удалённого обновления программного обеспечения по последовательному, возможно беспроводному, интерфейсу без использования программатора.

Большинство функций реализовано с использованием подпрограмм обработки прерываний таймеров, асинхронного приемопередатчика, приемопередатчика интерфейсов I^2C и SPI.

Программа контроллера состоит из следующих частей:

1. Начальная настройка портов, инициализация таймера, радиомодуля, гироскопа, акселерометра, магнитометра и измерительных приборов.

2. Подпрограмма обработки прерывания таймера, формирующей флаг опроса датчиков, измерительных приборов.

3. Бесконечный цикл ожидания и чтения показаний датчиков и измерительных приборов, приёмника радиомодуля, регистрация и передача считанных данных.

Выводы. Использование автономных малогабаритных судов для проведения океанографических исследований в мелководных акваториях позволит существенно повысить безопасность проведения экспедиционных исследований и уменьшить ошибки измерений, возникающие в результате влияния качки судна на работу приборов.

Суда данного типа позволяют проводить измерения в труднодоступных и арктических районах, существенно снижая себестоимость научно-исследовательских и проектно-изыскательских работ.

Концепция создания многоцелевых судов-платформ создает широкие возможности для изменения и модернизации приборных комплексов в зависимости от целей исследований.

Проводимые авторами работы по созданию автономного судна способствуют развитию актуального направления по обеспечению проведения океанографических работ в мелководных и труднодоступных районах.

Разработанный программно-аппаратный комплекс управления позволяет в автоматическом режиме производить корректировку траектории движения судна между точками с заданными координатами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. www.oceanscience.com

2. . ErinE. Beck, P. Mahacek, T. Burk, J. Acain, V. Reddy, C. Kitts, J. Kutnik, G. Wheat W. Kirkwood, and D. Caress “SeaWASP: A Small Waterplane Area Twin Hull Autonomous Platform for Shallow Water Mapping”, IEEE AUV 2008 Workshop, Woods Hole, Mass., October 13, 2008.

3. http://swath.com/concept.html

4. Dubrovsky, V., Matveev, K., Sutulo, S., 2007, “Small Water-Plane Area Ships”, Backbone Publishing Co., ISBN–13978–09742019–3–1, USA, 256 p.

5. http://oceanexplorer.noaa.gov/technology/vessels/kilo/kilo.html

V.V. Striy, D.S. Savradim, V.S. Striy, V. F. Udovik

RADIO-CONTROLLED MULTI-PURPOSE PLATFORM FOR OCEANOGRAPHIC MEASUREMENTS IN THE COASTAL ZONE

The problems arising from the carrying out oceanographic measurements in shallow waters are discussed. The experience in the development and operation of autonomous small-size vessels was analyzed. Formed the main directions of work on an innovative project to build a radio-controlled multi-purpose platform for oceanographic measurements in the coastal zone of the sea. Presented the information on the results of the test control units.

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОРЕЙ РОССИИ: ОПЕРАТИВНАЯ ОКЕАНОГРАФИЯ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

материалы молодежной научной конференции

Текстовое электронное издание

Программное обеспечение:
Acrobat Reader, Foxit Reader либо любой другой их аналог

В авторской редакции

Компьютерная верстка
Е.А. Кубрякова

Дизайн обложки
П.Н. Лишаев

Подписано к использованию 19.05.2016 г.
50,2 Мб

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Морской гидрофизический институт РАН»

ул. Капитанская, 2, г. Севастополь, 299011, Российская Федерация
http://mhi-ras.ru

© ФГБУН МГИ, 2016