

РОСГИДРОМЕТ



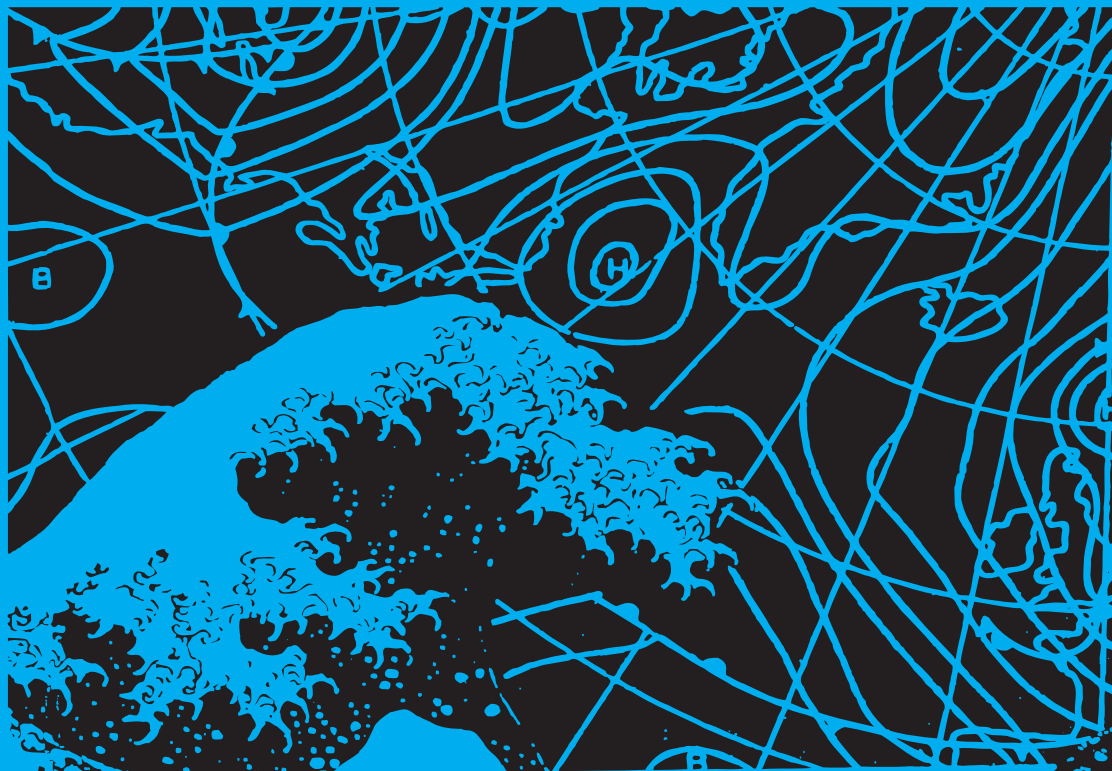
Федеральная служба
по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей
среды

ТРУДЫ ГОСУДАРСТВЕННОГО
ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

ВЫПУСК
218



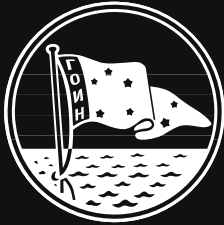
Исследования океанов и морей



**Министерство природных ресурсов
и экологии Российской Федерации**

**Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды**

**Труды Государственного
Океанографического Института
имени Н.Н. Зубова**



Исследования океанов и морей

выпуск 218

*Под редакцией
канд. физ.-мат. наук Ю.Ф. Сычева*

**Москва
2017**

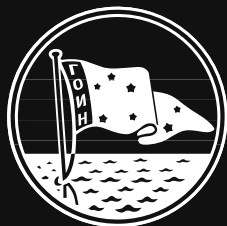
**ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени Н.Н. ЗУБОВА**



MINISTRY OF NATURAL RECOURCES AND
ENVIRONMENT OF THE RUSSIAN FEDERATION

FEDERAL SERVICE FOR HYDROMETEOROLOGY AND
ENVIRONMENTAL MONITORING

**Proceedings of N.N. Zubov
State Oceanographic Institute**



OCEAN AND SEA RESEARCH

No. 218

*Under the editorship of
Yu. F. Sychev Ph.D.*

**Moscow
2017**

УДК 551.466+551.467
ББК 91.99+26.23+26.221

Рецензенты:

д.г.н. Казмин А.С.
д.ф.-м.н. Бышев В.И.

Сборник Трудов ГОИН`а №218 содержит доклады, прочитанные на Четвертой Всероссийской конференции по прикладной океанографии, проходившей в Институте 1–2 ноября 2016 г.

Как и на предыдущих конференциях, тематика докладов охватывала широкий круг научных проблем современной прикладной океанографии, связанных с непосредственным обслуживанием различных отраслей экономики и хозяйства страны. Среди них следует выделить работы, связанные, например, со строительством и эксплуатацией мостового перехода через Керченский пролив, природными угрозами при добыче и транспортировке углеводородов в Арктике и других районах Мирового океана.

Большой практический интерес представляют работы, направленные на минимизацию опасностей при катастрофических повышении уровня моря, в частности, в Азовском море. Исключительную важность представляют работы, связанные с моделированием циркуляции в морях и океанах, включая современные методы оценки разливов нефти в зависимости от гидрометеорологических условий.

Вместе с тем, конференция заслушала ряд докладов, связанных с разработкой новых методов оценки динамики океана. Это касается бароклинных приливов в Атлантическом океане, явления квазистационарного антициклонического вихря (КСАВ) в Северной Атлантике, выявление причин изменчивости гармонических постоянных приливов.

Кроме того, в сборнике содержатся доклады, посвященные обеспечению гидрометеорологической безопасности социально-экономических систем прибрежных территорий, новым технологиям формирования банка океанографических данных и некоторым другим проблемам.

Выпуск Трудов ГОИН`а №218 представляет интерес для специалистов в области океанографии, гидродинамики, гидрографии, а также специалистов, непосредственно связанных с обеспечением морских отраслей экономики страны.

Сборник будет полезен студентам и аспирантам ВУЗ`ов гидрометеорологического профиля.

ISBN 978-5-9909833-1-1

SOI Proceedings № 218 includes reports presented at the 4th All-Russian Conference on Applied Oceanography which took place in the State Oceanographic Institute (SOI) on November 1–2, 2016.

As at the previous conferences the scope of reports is related to wide range of scientific problems of recent applied oceanography directed to servicing of various branches of economics of the country. Among them works related to the building and operation of bridge passage over the Kerch Strait and to natural risks at production and transportation of hydrocarbons in the Arctic and other areas of the World Ocean should be mentioned.

Of certain practical interest are works concerning the minimization of risks at catastrophic rises of sea level and in particular in the Azov Sea. Reports related to mathematical modeling of circulation in seas and oceans including recent methods for evaluation of oil discharges in relation to actual hydrometeorological conditions are also of exceptional importance.

At the same time the Conference was informed of some reports on development of new methods of estimation of the ocean dynamics. Those include, for example, the description of baroclinic tides and of quasistationary anticyclonic gyre (QSAG) phenomenon in the North Atlantic and also of the revealing reasons for variations of harmonic tidal constants.

Besides, the issue contains reports dedicated to providing of hydrometeorological safety of socio-economic systems of nearshore territories with new technologies for the forming oceanographic data banks and to some other problems.

SOI Proceedings №218 is of interest for specialists in oceanography, in hydrodynamics, hydrography and for specialists in subjects directly related to the servicing for marine branches of economics.

This issue will also be useful for students and postgraduates of hydrometeorological profile.

ISBN 978-5-9909833-1-1

НЕСТАЦИОНАРНОСТЬ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В УСЛОВИЯХ МЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА

*Захарчук Е.А., Литина Е.Н., Клеванцов Ю.П.,
Сухачев В.Н., Тихонова Н.А.*

Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова (ГОИН),
Санкт-Петербургское отделение

Приводятся результаты статистического анализа метеорологических и океанологических данных в регионе Балтийского моря, выполненного с учетом нестационарности процессов. Показано, что на фоне повышения температуры моря, которое большинство исследователей связывают с глобальным потеплением климата на Земле, в последние десятилетия отмечаются заметные изменения динамических процессов в атмосфере над Балтикой, водообмена Балтийского и Северного морей, увеличение количества опасных подъёмов уровня в Финском заливе, термохалинных и гидрохимических условий Балтийского моря. Исследуются физические механизмы межгодовых изменений океанографических процессов.

Введение

Одна из выраженных особенностей процессов, протекающих в океанах и морях, – их нестационарность. В теории вероятности под этим термином понимается изменение во времени статистических характеристик процессов: математического ожидания, дисперсии, корреляционных и спектральных функций. Эти изменения в морских бассейнах проявляются в разных диапазонах временных масштабов: межгодовом, сезонном, синоптическом, мезомасштабном и мелкомасштабном [17], [12]. Нестационарность термодинамических, гидрохимических и биотических характеристик морского бассейна во многом определяется особенностью воздействия на его водные массы различных внешних и внутренних сил. Наиболее заметны и изучены сезонные вариации океанологических характеристик, связанные с сезонными изменениями атмосферных процессов, радиационного баланса (температурой), составляющих пресного баланса (осадками, испарением, материковым стоком), а также водообмена с соседними бассейнами. Намного хуже исследованы причины изменений океанологических параметров в диапазонах синоптической и межгодовой изменчивости.

В Балтийском море в последние десятилетия наблюдаются заметные межгодовые изменения гидрологических процессов. На фоне повышения температуры моря, которое большинство исследователей связывают с глобальным потепле-

нием климата на Земле, отмечается уменьшение в несколько раз количества больших балтийских затоков. Столь заметные изменения в водообмене между двумя морями не могли не повлиять на океанологический режим мелководного, почти замкнутого солоноватого бассейна, который представляет собой Балтийское море, а также на функционирование его экосистемы.

В восточной части Финского залива в последние десятилетия заметно увеличилась частота опасных и особо опасных подъёмов уровня моря. За последние 30 лет количество наводнений в устье Невы увеличилось в 1.6 раза по сравнению с предшествующим тридцатилетием. Объяснение механизма такого увеличения частоты экстраординарных подъёмов уровня в восточной части Финского залива в научной литературе не приводится.

Современные климатические изменения гидрологического режима Балтийского моря протекают на фоне усиливающегося антропогенного воздействия на его окружающую среду. Воды Балтики омывают берега девяти государств, имеющих высокий уровень развития промышленности и сельского хозяйства. На территории водосборного бассейна Балтийского моря проживают около 85 миллионов человек. В последние десятилетия это море сталкивается с большими экологическими проблемами. Повышается нагрузка на его воды биогенных веществ, приводящая к эвтрофикации, в результате чего увеличивается потребление кислорода. В популяциях рыб накапливаются тяжёлые металлы, и в настоящее время наложены ограничения на использования рыбных запасов (в частности, балтийской сельди, трески и лосося), которые являлись важным источником питания для населения [32]. Рост судоходства (особенно, транспортировка нефти) приводит к повышению рисков для чувствительной экосистемы Балтийского моря.

Особенно значительно возросла антропогенная нагрузка на природную среду восточной части Финского залива. Здесь в последние десятилетия интенсифицировалось строительство портов, портовых сооружений, подводных коммуникаций, прибрежных трубопроводов и гидротехнических сооружений. В различных районах Невской губы производится намыв территорий, приводящий к уничтожению рыбных нерестилищ. Продолжается строительство портов в Приморске и Усть-Луге. В этих портах уже функционируют, строятся и планируют строить нефтеналивные, угольные, грузопассажирские терминалы для паромов, терминалы по перегрузке химических удобрений. Только в одном Приморске планируется переваливать 45 миллионов тонн нефтепродуктов в год. По побережью Финского залива строится Балтийская трубопроводная система по перекачке сырой нефти, которая будет пересекать ряд рек, впадающих в Финский залив. Россия планирует переориентировать весь свой грузопоток, проходящий через прибалтийские страны, на строящиеся порты. Все эти работы осуществляются в условиях отсутствия представительного мониторинга восточной части Финского залива.

Состояние Балтики указывает на явные и требующие безотлагательного решения экологические проблемы. Текущие глобальные изменения климата являются дополнительной потенциальной угрозой. Согласно численным гидродинамическим прогнозам, глобальное потепление климата в конце текущего столетия приведет к увеличению температуры воды в Балтийском море на 0.5–2.5°C на его поверхности и на 0.7–2.8°C ниже 40 м, а также к понижению солёности на 1.5–2.0 ‰, к уменьшению количества больших балтийских затоков и к увеличению стока рек в море [29].

Большую озабоченность ученых вызывают возможные последствия для Балтики глобального повышения уровня Мирового океана. Результаты анализа спутниковой альтиметрической информации показывают, что средний рост уровня Мирового океана за период 1993–2012 гг. составлял 3,2 мм/год [31]. Результаты последних палеоклиматических исследований, опубликованных в работе [26], свидетельствуют, что 125 тысяч лет назад температура воздуха была такой же, как сейчас, однако уровень моря тогда превышал настоящий примерно на 6 м. Авторы работы предполагают, что таяние ледниковых покровов Земли запаздывает относительно глобального потепления, и что с течением времени, если настоящее потепление будет продолжаться, ледниковый покров нашей планеты начнет таять активнее и уровень моря может подняться на 6 м, как и 125 тыс. лет назад. Понятно, что такой сценарий будет сопровождаться затоплением огромных площадей прибалтийских государств. Прогностические оценки финских исследователей показывают, что в будущем на юге Финляндии эвстатическое повышение уровня моря превысит влияние противоположного процесса поднятия суши [32].

В последние десятилетия измерения гидрологических характеристик производятся с помощью новых приборных комплексов, стала доступна для широкого круга пользователей разнообразная спутниковая информация, данные реанализов метеорологических и гидрофизических полей, значительное развитие получили методы статистического анализа гидрометеорологической информации, численного гидродинамического моделирования морских акваторий и компьютерные технологии. Всё это позволяет нам получить новые знания о процессах и механизмах, ответственных за современные изменения природных условий Балтийского моря.

Основная цель, которую преследовали авторы этой статьи – оценить изменения природной среды Балтийского моря в условиях меняющегося климата и усиливающегося антропогенного воздействия, выявить причины этих изменений и описать их механизмы.

1. Данные и методы

Для исследования пространственно-временных изменений гидрометеорологических полей, а также их статистических характеристик использовалась следующая исходная метеорологическая информация (Рис. 1.):

- 1) срочные (4 раза в сутки) данные о динамике барических образований в атмосфере, полученные на основе реанализа метеорологических полей с пространственным разрешением $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ для периода 1948–2013 гг. [NCEP/NCAR Reanalysis];
- 2) данные реанализа метеорологических полей с пространственным разрешением $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ для временного периода 1979–2009 гг. [NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2)];
- 3) срочные (4 раза в сутки) данные реанализа метеорологической информации ERA-20C, охватывающие период с 1900 по 2014 годы, реализованные Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$;
- 4) архив характеристик циклонической активности в Северном полушарии с 1958 по 2008 гг. с временным интервалом 6 часов [Northern Hemisphere Cyclone Locations and Characteristics from NCEP/NCAR Reanalysis Data/ Boulder, Colorado, USA: National Snow and Ice Data Center [<http://nsidc.org/data/nsidc-0423>]);
- 5) данные судовых измерений температуры, солёности и гидрохимических показателей Балтийского моря на станциях международного мониторинга – база данных DAS (<http://nest.su.se/das/>);
- 6) данных мареографных измерений уровня моря за период 2007–2008 гг. на 46 береговых станциях Балтийского моря и 1 станции Северного моря (Рис. 1). Эти данные были получены с сайта <http://www.boos.org> международного проекта BOOS (Baltic Operational Oceanographic System);
- 7) поля уровня моря, полученные на основе спутниковой альтиметрической информации с пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ за период с 1993 по 2016 г.;
- 8) многолетние измерения ветрового волнения в открытой Балтике на стационарных буях в период 1978–2013 гг.

Статистический анализ ветра (\vec{W}) и горизонтального градиента атмосферного давления ($\text{Grad } P_a$) производился с помощью векторно-алгебраического метода анализа случайных процессов [16].

В рамках данного метода оценивались: \vec{m}_V – математическое ожидание векторного процесса \vec{V} , $K_V(\theta)$ – автокорреляционная, $S_V(\omega)$ – спектральная функции. Здесь θ – временной сдвиг, ω – частота, $I_1(0) = \lambda_1(0) + \lambda_2(0)$ – линейный инвариант тензора дисперсии векторного процесса, определяемый через полудлины главных осей $\lambda_1(0)$ и $\lambda_2(0)$ эллипса дисперсии и ориентацию α его большой оси относительно географической системы координат:

$$\lambda_{1,2}(0) = \sqrt{\frac{1}{2}(D_{vv} + D_{uu} \pm \sqrt{(D_{vv} - D_{uu})^2 + (D_{vu} + D_{uv})^2})} \quad (1)$$

$$\alpha^\circ = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \left(\frac{D_{vu} + D_{uv}}{D_{vv} - D_{uu}} \right) \quad (2)$$

где D_{vv}, \dots, D_{uu} – дисперсии составляющих векторного процесса; $[I_1(0)]^{0.5}$ – линейный инвариант среднего квадратического отклонения (СКО).

Также для исследования изменчивости ветра \vec{W} на основе оценок мат. ожидания и эллипсов СКО рассчитывался показатель устойчивости ветра $r = \sqrt{I_1(0)} / |m_W|$, где $|m_W|$ – модуль вектора математического ожидания. При $r > 1$ интенсивность колебательных движений в потоке ветра преобладает над интенсивностью среднего переноса, то есть ветровой поток является неустойчивым, и, наоборот, чем меньше 1 значение r , тем устойчивее поток.

Для оценки спектральной структуры колебаний \vec{W} и $\operatorname{Grad} P_a$, рассчитывались 2 инварианта спектральной тензор-функции $S_V(\omega)$.

$$S_V(\omega) = \begin{pmatrix} S(\omega)_{uu}, & S(\omega)_{uv} \\ S(\omega)_{vu}, & S(\omega)_{vv} \end{pmatrix} \quad (3)$$

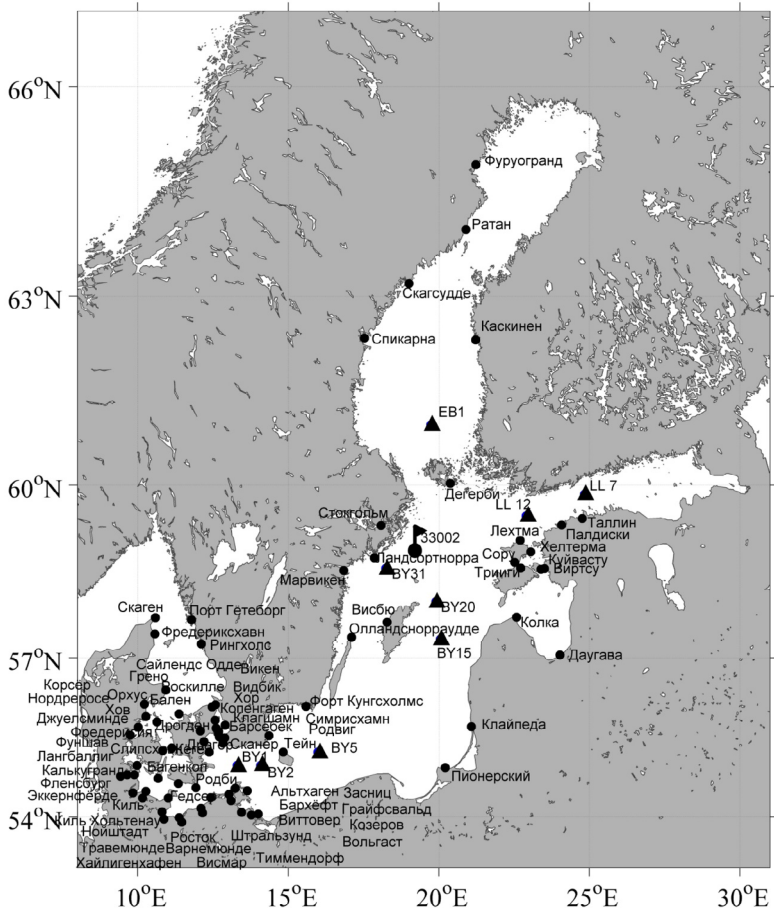


Рис. 1. Расположение станций судовых измерений термохалинных и гидрохимических характеристик (треугольники), прибрежных мареографных измерений уровня моря (кружки), измерений ветрового волнения на автономной буйковой станции в открытом море (флажок).

Линейный инвариант $I_1(\omega)$ тензора спектральной плотности (3) равен следу матрицы спектральной тензор-функции $S_V(\omega)$ и характеризует распределение по частотам модуля интенсивности колебаний коллинеарных составляющих векторного процесса в любых направлениях. Доверительные интервалы оценок спектральной плотности для $I_1(\omega)$ рассчитывались в виде суммы доверительных интервалов спектров составляющих скорости ветра по осям X и Y, которые оценивались по методике, изложенной в работе [6].

Инвариант $\Omega(\omega)$ тензора спектральной плотности $S_V(\omega)$ определяется как разность недиагональных компонентов его матрицы, характеризует распределение по частотам интенсивности колебаний ортогональных составляющих скоростей векторного процесса в любых направлениях, является индикатором вращения вектора ветра на заданной частоте, а его знак определяет преимущественное направление вращения ("+" по часовой стрелке, "-" против часовой стрелки).

Анализ данных судовых измерений проводился для 6 океанографических станций, обладающих наибольшей обеспеченностью данными, расположенных в разных районах моря: на юге моря – станции ВУ2 и ВУ5, в центральном районе – ВУ15 и ВУ20, и на севере открытой Балтики – ВУ31 и LL12. Выборка данных осуществлялась в радиусе 2-х миль от точки принятых географических координат станций международного мониторинга. Для каждой станции исследовались измерения в приповерхностном (от 0 до 5 метров) и придонном слоях. На основе исходных данных рассчитывались среднемесячные концентрации, в рядах которых в отдельные годы отмечались пропуски в 1–2 месяца, которые в дальнейшем заменялись предвычисленными значениями этих характеристик, оцененными с помощью Фурье – анализа, выполненному по методу наименьших квадратов с учётом нестационарности процесса.

По полученным рядам среднемесячных значений с помощью Фурье-анализа, проведённого по методу наименьших квадратов, были оценены амплитуды и фазы годовой, полугодовой, третьгодовой и четвёртьгодовой гармоник в стационарном приближении и с учётом нестационарности процесса. По результатам анализа оценивалась дисперсия предвычисленного и остаточного рядов.

Для рассчитанных амплитуд и фаз сезонных колебаний гидрохимических характеристик была произведена оценка достоверности. Доверительный интервал для оценок амплитуд рассчитывался по формуле:

$$\varepsilon = t_a \frac{\sigma}{\sqrt{n}}, \quad (4)$$

где σ – среднее квадратическое отклонение исследуемого ряда, t_α – критерий Стьюдента, определяемый для заданных значений доверительной вероятности α (принятой в этом исследовании за 0,95) и числа членов ряда n [20]. Доверительный интервал для значений фаз определялся по значениям амплитуд и рассчитывался по формуле:

$$\varepsilon_\phi = \frac{180 \varepsilon}{A \pi}, \quad (5)$$

где ε – доверительный интервал для значения амплитуды, A – значение амплитуды.

Недоверенные значения из оценки исключались.

Для исследования межгодовой изменчивости полей уровня Балтийского моря и уточнения механизмов нестационарности больших балтийских затоков в этой работе используется массив спутниковой альтиметрической информации, который был получен с ресурса <http://www.aviso.oceanobs.com> и охватывал период с января 1993 года по 2016 г. Он представляет собой поля аномалий уровня моря, рассчитанные относительно геоида в узлах сеточной области с дискретностью 1 сутки и с пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

При создании массива в исходные альтиметрические данные были введены поправки на ошибки измерения орбиты спутника, коррекции на инструментальные ошибки, на возмущения за счет влажной тропосферы, сухой тропосферы и ионосферных эффектов. Кроме этого, из альтиметрических данных были исключены воздействия ветровых волн, океанских и земных приливов.

Верификация спутниковой альтиметрической информации производилась с использованием доступных данных мареографных измерений уровня моря за период 2007–2008 гг. на 46 береговых станциях Балтийского моря и 1 станции Северного моря (Рис. 1). Эти данные были получены с сайта <http://www.boos.org> международного проекта BOOS (Baltic Operational Oceanographic System). Для верификации из сформированного массива данных спутниковой альтиметрии выбирались узловы точки, наиболее близко расположенные к станциям береговых мареографных наблюдений. Расстояние между точками альтиметрических и контактных измерений варьировало от 3 до 20 миль. Ряды контактных измерений уровня центрировались и приводились к дискретности альтиметрических измерений путем их осреднения до 1 суток. Далее между рядами контактных и альтиметрических значений уровня проводился взаимный корреляционный анализ, результаты которого приведены на Рис. 2.

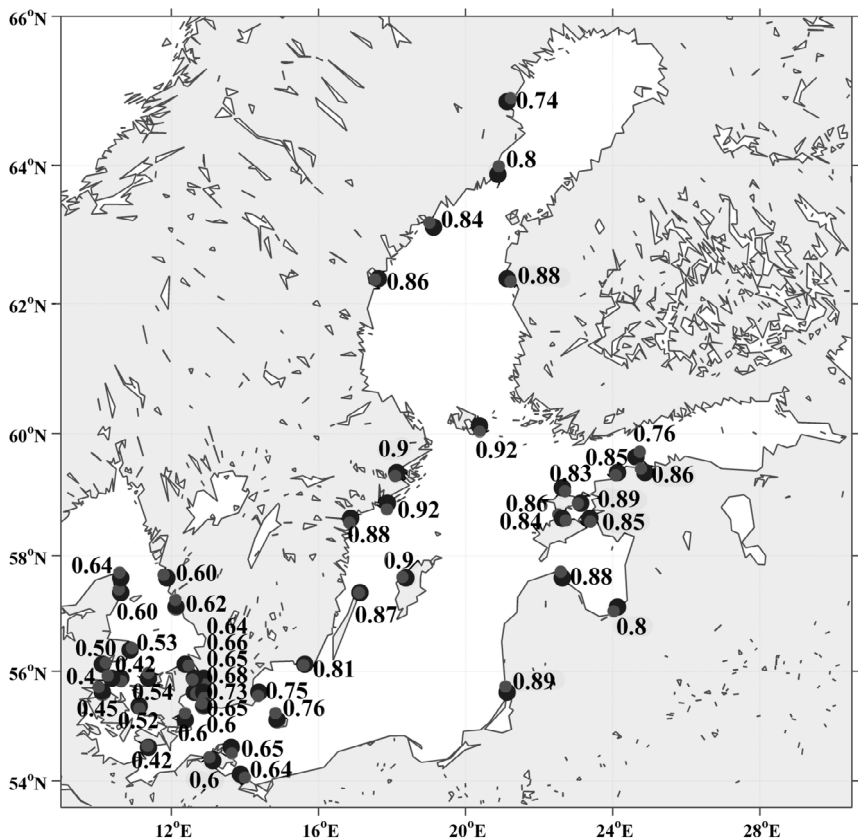


Рис. 2. Результаты взаимно-корреляционного анализа между среднесуточными рядами колебаний уровня моря, измеренных в береговых пунктах (темные кружки) и полученных на основе спутниковой альтиметрической информации (светлые кружки).

Они показывают, что на шести станциях, расположенных в центральной Балтике и Ботническом заливе, коэффициенты корреляции превысили значение 0,80. Самая большая корреляция здесь наблюдается на станции Клайпеда и равняется 0,87. В Финском заливе на станции Хельсинки значение коэффициента корреляции равняется 0,77. На остальных станциях – Сыру (о. Хийумаа), Тэйн (о. Борнхольм), – значения не превысили 0,70. Самый низкий коэффициент корреляции наблюдается на станции Гесер и равняется 0,51. В Северном море сравнение контактных и спутниковых из-

мерений было проведено только для одной станции – Эсбьерг. Коэффициент корреляции между сравниваемыми рядами составил 0,69. В целом результаты сравнения показывают, что альтиметрическая информация весьма реалистично описывает изменения уровня в системе Балтийского и Северного морей.

Для статистического анализа альтиметрических полей уровня во время больших затоков предлагается модель импульсного случайного волнового процесса, который может быть описан путём разложения на комплексные естественные ортогональные функции (КЕОФ).

Метод КЕОФ направлен на анализ пространственно-временной изменчивости полей (например, температуры поверхностного слоя океана, уровня моря, течений и др.). Метод позволяет найти пространственные моды изменчивости, их вариации во времени и дает меру оценки вклада каждой моды в общую дисперсию процесса.

Следует отметить, что хотя метод разбивает данные на моды изменчивости, они не являются непосредственно модами данных и необязательно связаны с физическими модами. Эта связь будет зависеть только от субъективной интерпретации исследователя [24]. Так как анализируются реальные значения данных, метод показывает только стоячие колебания, а не распространяющиеся в пространстве формы. Для исследования последних используются комплексные величины и сингулярное разложение, лежащее в основе метода ЕОФ.

Сингулярное разложение можно кратко описать как метод для определения и систематизации величин, вдоль которых значения рассматриваемого параметра характеризуются наибольшим разбросом. По сравнению с традиционным методом естественных ортогональных функций (ЕОФ), метод сингулярного разложения позволяет восстановить ЕОФ, собственные значения и нормированные основные компоненты за один шаг без расчета матрицы ковариации, что является дорогостоящим и неэффективным мероприятием, особенно при работе с большими объемами данных. Принцип метода сингулярного разложения состоит в том, что любую матрицу данных \mathbf{F} размера $n \times p$ можно разложить по ортогональным собственным векторам на матрицы \mathbf{U} ($n \times n$), \mathbf{V} ($p \times p$) и диагональную матрицу $\mathbf{\Lambda}$ ($n \times p$). Столбцы \mathbf{U} содержат собственные векторы, связанные с пространственной структурой, а столбцы \mathbf{V} содержат собственные векторы, связанные со временными рядами основных компонент. Матрица $\mathbf{\Lambda}$ содержит неотрицательные элементы λ только на главной диагонали, называемые сингулярными значениями матрицы \mathbf{F} . Временной ряд матрицы \mathbf{F} представляет собой аномалии относительно среднего времени, из которых удален тренд. Комплексные временные ряды $\mathbf{C}(x,t)$ формируются, полагая начальное $\mathbf{F}(x,t)$ поле данных ($x=1 \dots n$) реальной частью, а результат преобразования Гильберта $\mathbf{X}^H(c,t)$ – мнимой:

$$C(x,t) = F(x,t) + iX^H(c,t),$$

где x – положение в пространстве, а t – время. Преобразование Гилберта эквивалентно перемене фаз каждого спектрального компонента $F(x,t)$ на $\pi/2$. Таким образом, метод комплексного сингулярного разложения позволяет распознавать распространяющиеся сигналы.

После этого выполняем сингулярное разложение и находим ЕОФ и главные компоненты. Обе эти величины будут комплексными. Естественная ортогональная функция может быть представлена через пространственную амплитуду и пространственную фазу.

Аналогично главная компонента представима через временную амплитуду и временную фазу. Четыре величины (пространственная амплитуда, пространственная фаза, временная амплитуда, временная фаза) дают общее представление любых динамических структур в исходном поле данных F .

Пространственная амплитуда показывает распределение в пространстве вариации, связанной с собственной модой, а пространственная фаза показывает относительную фазу флуктуаций для разных точек на карте, на множестве которых определена исходная матрица F . Временная амплитуда интерпретируется как главная компонента и описывает временной ход амплитуды данной моды. Временная фаза описывает изменение фазы, связанное с периодичностями в F .

2. Нестационарность атмосферных процессов

Рис.3 иллюстрирует изменения среднегодовых значений осреднённой по площади температуры воздуха над Балтикой и восточной частью Северного моря в XX и начале XXI веков, полученных по данным реанализа ERA-20C. Математическое ожидание температуры воздуха над Балтикой на 3.4°C меньше, чем над Северным морем. Во временном ходе температуры воздуха хорошо выделяются два периода похолоданий и два периода потеплений климата. Похолодания происходили в 1900–1920-х годах и с конца 1940-х по начало 1980-х. Одно из потеплений отмечается в 1930-х годах (а над Северным морем и в конце 1940-х годах), а последнее – началось с конца 1980-х и продолжается до настоящего времени. Хорошо видно, также, что 2014 год стал самым теплым за весь исследуемый период: его температура на востоке Северного моря превысила математическое ожидание на 2°C , а над Балтикой на 2.6°C .

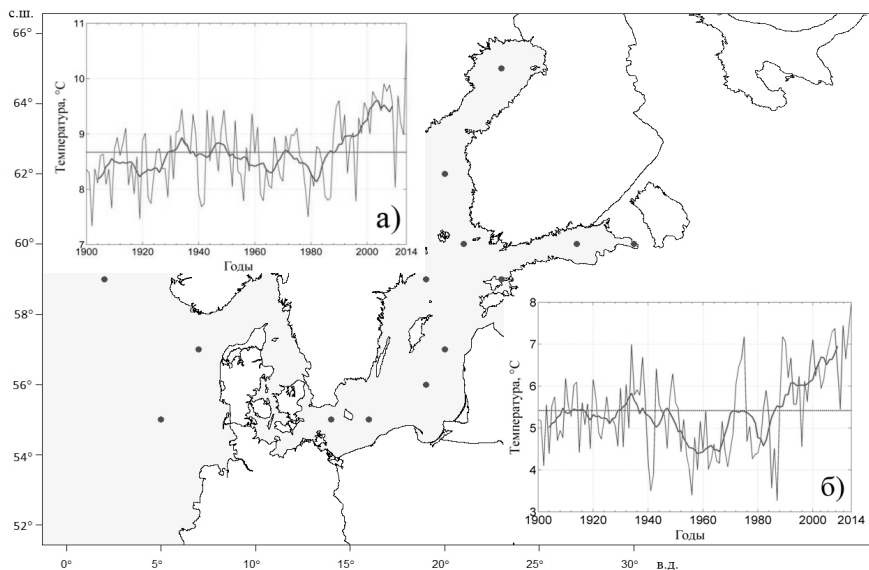


Рис. 3. Осреднённые по площади над восточной частью Северного моря (а) и всего Балтийского моря (б) среднегодовые значения температуры воздуха за период 1900–2014 гг. Точками показаны узлы сеточной области реанализа ERA-20°C, по которым производилось осреднение. Прямая линия – математическое ожидание. Тёмной линией показано 10-летнее скользящее среднее.

На Рис. 4 представлены результаты квантильного анализа изменений температуры воздуха в XX и начала XXI веков в различных районах Балтийского и Северного морей, полученные по данным срочных значений (каждые 6 часов) реанализа ERA-20C. Они свидетельствуют, что в Северном море глобальное потепление климата проявляется в большей степени в изменениях значений верхних трёх квантилей (максимумов, 75 % квантили и медианы), однако в изменениях температурных минимумов здесь в последние десятилетия наблюдается обратный процесс, свидетельствующий о понижении температурных экстремумов и наиболее выраженный на востоке моря. Над Балтийским морем такое же поведение температурных минимумов в приводном слое атмосферы отмечается только в южной и центральной частях открытой Балтики, а севернее – все квантили в последние десятилетия показывают рост температуры. Хорошо видно, что период последнего похолодания, продолжающегося с конца 1940-х по начало 1980-х годов в Балтийском море, наиболее выражен во временном ходе трёх нижних квантилей (медианы, 25 %-квантили и минимумов) над открытой частью моря и над центральной частью Финского залива.

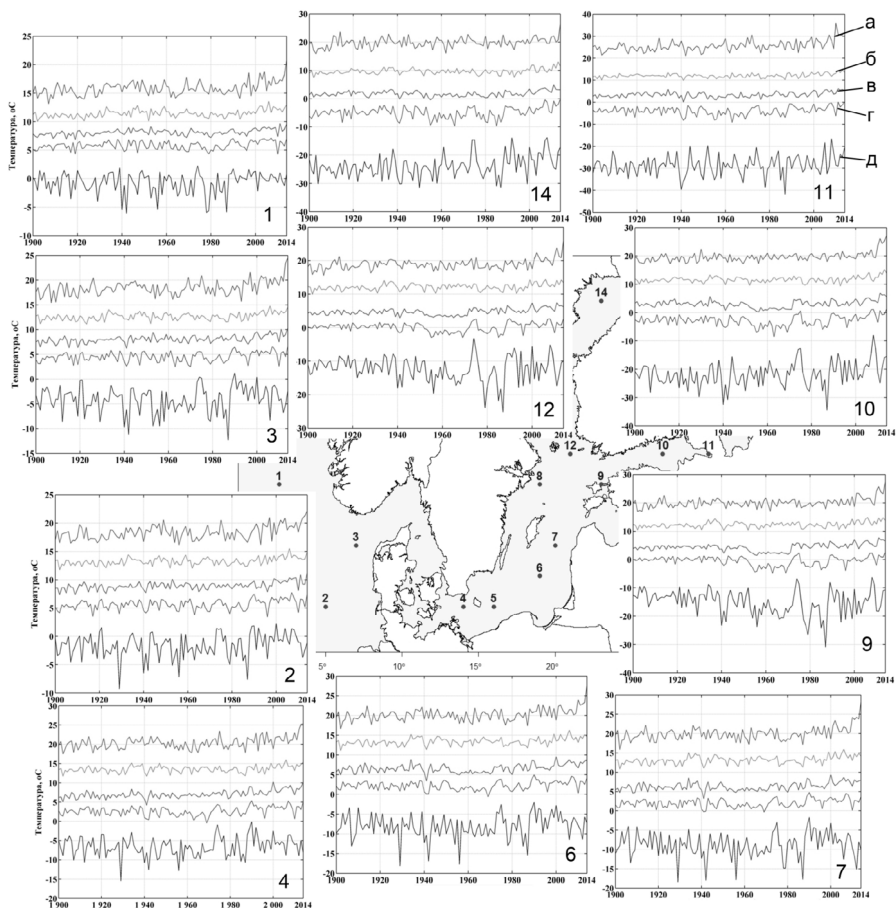


Рис. 4. Результаты квантильного анализа изменений температуры воздуха в XX и начала XXI веков в различных районах Балтийского и Северного морей (а – максимум, б – 75 %, в – медиана, г – 25 %, д – минимум).

На Рис. 5 представлены средние значения атмосферного давления над Северной Атлантикой, Западной Европой и приатлантической Арктикой в различные тридцатилетия XX и начала XXI веков, полученные на основе данных реанализа метеорологических полей ERA-20С. Отчетливо видны центры действия атмосферы, связанные с Исландским минимумом и Азорским максимумом. Они не меняют своего местоположения в зависимости от тридцатилетия.

Видно также, что внутривековые изменения значений атмосферного давления в их центрах очень малы: в Исландском минимуме давление слабо увеличивается с 1004,7 гПа в 1900–1929 гг. до 1005,8 гПа в 1985–2014 гг., а в центре Азорского максимума наибольшее значение давления отмечалось в 1900–1929 гг. (1021,9 гПа), после чего оно незначительно уменьшилось, достигнув наименьшего значения в период 1955–1984 гг. (1021,2 гПа), и в последнее тридцатилетие снова немного выросло до значения 1021,6 гПа. К наиболее заметным внутривековым изменениям полей атмосферного давления следует отнести углубление в последние тридцатилетия депрессии Исландского минимума в Норвежском море. Здесь в период 1955–1984 гг. начал формироваться ещё один минимум атмосферного давления, который стал отчётливо выделяться в последнее тридцатилетие.

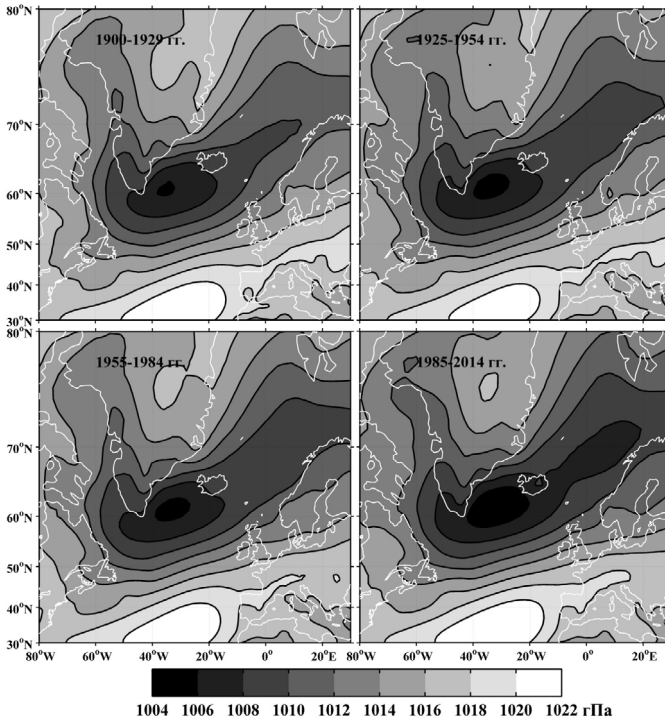


Рис. 5. Средние поля атмосферного давления над Северной Атлантикой, Западной Европой и приатлантической Арктикой в различные тридцатилетия XX и начала XXI веков.

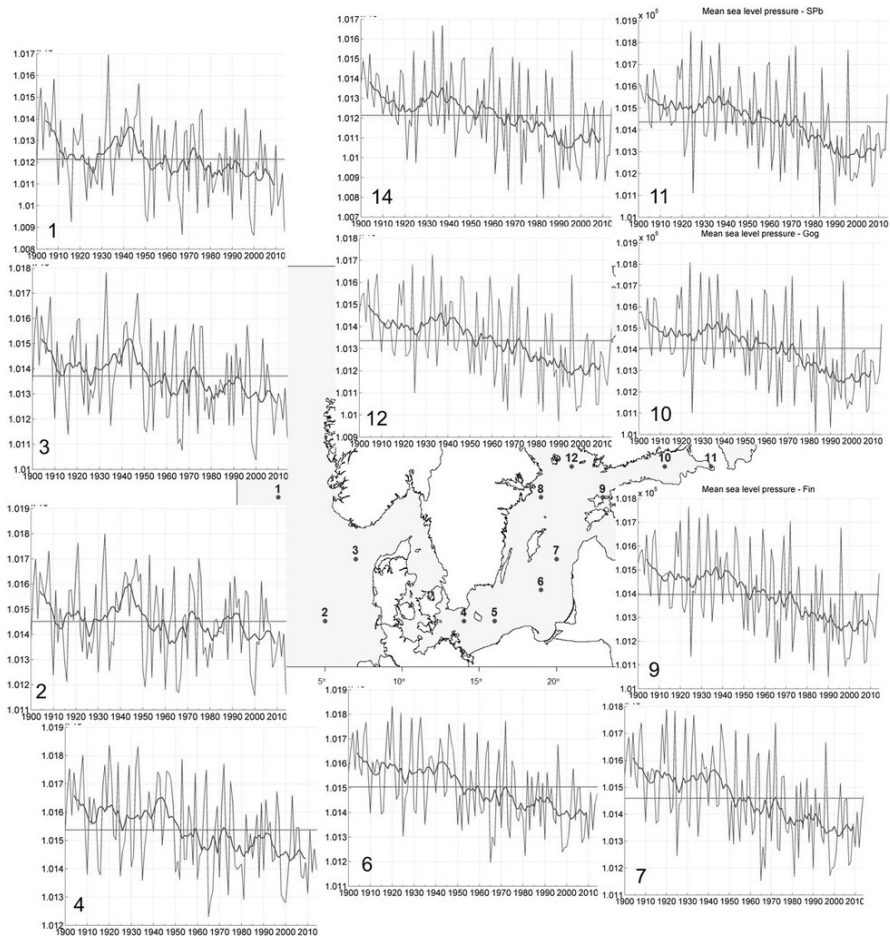


Рис. 6. Временной ход среднегодовых значений атмосферного давления над различными районами Балтийского и Северного морей в XX и начале XXI веков. Тёмная линия – 10-летнее скользящее среднее. Прямая линия – математическое ожидание.

Рис. 6 иллюстрирует временной ход среднегодовых значений атмосферного давления над различными районами Балтийского и Северного морей в XX и начале XXI веков. В регионе Балтийского моря, начиная с конца 1930-х до середины 1990-х годов, отчетливо выражена почти линейная тенденция понижения атмосферного давления. После этого периода по настоящее

время наметилась тенденция относительной стабилизации атмосферного давления с небольшой тенденцией его повышения. Над Северным морем отмеченный выше период понижения атмосферного давления, начался несколько позднее – с начала 1940-х годов, и продолжается до настоящего времени.

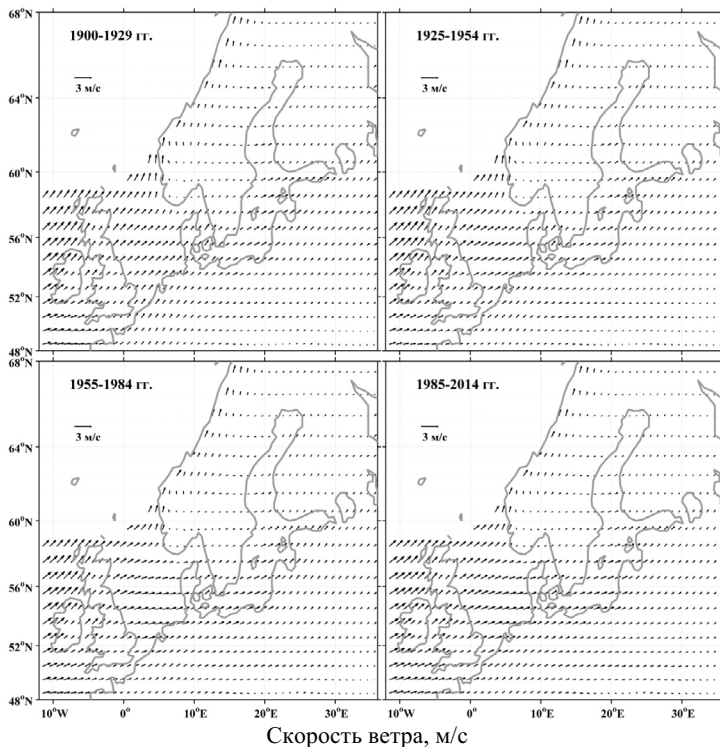


Рис. 7. Оценки вектора математического ожидания ветра в регионе Балтийского и Северного морей в различные тридцатилетия периода, охватывающего XX и начало XXI веков.

На Рис. 7 представлены оценки математического ожидания ветра в регионе Балтийского и Северного морей в XX и начале XXI веков, полученные для различных тридцатилетий по данным реанализа метеорологических полей ERA-20C. Эти результаты не выявляют значительных климатических изменений ветровых потоков. В поле среднего ветра над обоими морями доминируют юго-западные – западные ветра со скоростями от 0.5–1.0 м/с в районе Ботнического залива Балтийского моря до 2.0–2.8 м/с над Северным морем. В период 1900–1984 гг. наблюдается слабое усиление западной компоненты скорости

среднего ветра и едва заметное увеличение его модуля. В последнее тридцатилетие (1985–2014 гг.) направление ветра остаётся без изменений по сравнению с предыдущим тридцатилетним периодом, однако заметно увеличение его модуля, особенно выраженное над Северным морем.

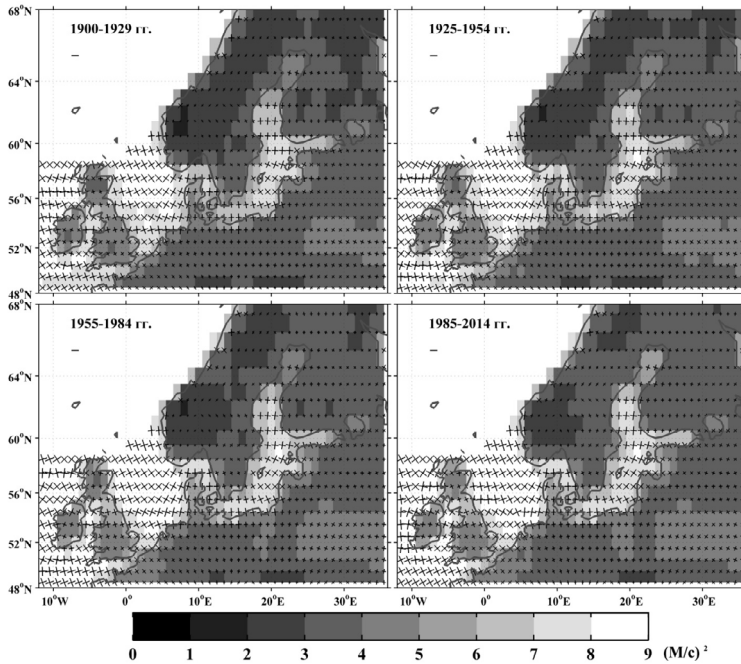


Рис. 8. Оценки инвариантов тензора среднего квадратического отклонения скорости ветра: большие и малые оси его эллипсов; цветом даны значения линейного инварианта $[I_1(0)]^{0.5}$; изолиниями дан показатель устойчивости ветра r .

На Рис. 8 приведены оценки инвариантов тензора среднего квадратического отклонения скорости ветра, характерными особенностями которых для всех тридцатилетий являются:

- 1) выраженная неустойчивость ветра над Северным и Балтийским морями, о чём свидетельствуют значительные превышения (в 3.5–7 раз) оценок общей интенсивности колебательных движений воздушных потоков, описываемых инвариантом $[I_1(0)]^{0.5}$, над значениями модуля математического ожидания скорости ветра $|m_w|$;

- 2) незначительное сжатие эллипсов СКО над большинством районов Балтики и Северного моря (форма тензорных кривых близка к окружности), свидетельствующее о том, что изменения ветра во всех направлениях здесь примерно одинаковые;
- 3) дисперсия ветра над Северным морем всегда заметно больше, чем над Балтийским морем.

Вместе с тем отмечаются внутривековые изменения статистических характеристик ветра над регионом Балтийского и Северного морей, проявляющиеся в незначительном увеличении интенсивности колебательных движений ветровых потоков над обоими морями в последнее тридцатилетие по сравнению с предыдущими тридцатилетиями. В период 1985–2014 гг. над открытыми частями Северного моря и Балтики отмечается также небольшое уменьшение показателя устойчивости ветра r , свидетельствующее о том, что мат. ожидание ветра в этот период росло быстрее его дисперсии.

На Рис. 9 и 10 представлены результаты спектрального анализа рядов среднегодовых значений ветра, выполненного с учетом нестационарности процессов. Период квазистационарности для расчета спектров принимался равным 45 годам, а интервал скольжения – 1 году. Спектральная структура межгодовых колебаний ветра над Северным и Балтийским морями заметно различается. Над Северным морем в спектрах коллинеарных колебаний ветра в 1-й половине XX века были хорошо выражены 30-летние колебания, которые совершенно не проявлялись над Балтийским морем. После 1940-х над Северным морем наибольшей энергией обладали колебания с периодом около 2.6 лет. Над Балтикой до 1960-х годов доминировали по энергетике 5 и 7-годовые коллинеарные изменения ветра. После этого периода спектральная структура ветра над Балтийским морем резко меняется – в спектрах начинают преобладать колебания с периодом 2.3 года, которые ранее не проявлялись. Над проливом Каттегат с 1930-х по 1960-е годы наибольшую спектральную плотность имели колебания с периодом 2.6 лет.

В спектрах ортогональных (вращательных) колебаний ветра над Северным морем с 1930-х и по настоящее время выделялись по энергетике колебания с периодами около 3.8 и 2.2 года, а с 1970-х – колебания с периодом около 42 лет (Рис. 10). Вращение вектора скорости ветра на частотах всех перечисленных колебаний осуществлялось по часовой стрелке. Значительная спектральная плотность отмечалась в первые десятилетия XX века у колебаний с периодом 4.6 года, вектор скорости у которых вращался против часовой стрелки. С конца 1940-х по 1980-е годы с таким же вращением вектора скорости ветра доминировали колебания с периодами 3 и 2.6 лет. В восточной и юго-западной части открытой Балтики до 1960-х годов преобладали колебания с периодами около 8 лет с положительным вращением вектора скорости.

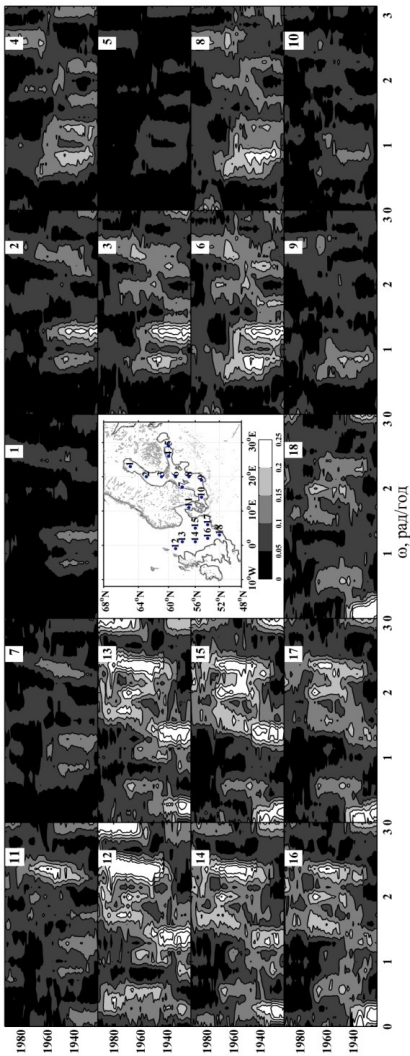


Рис. 9. Линейный инвариант $I_1(\omega, t)$ спектральной тензор-функции колебаний ветра, рассчитанный с учетом нестационарности процесса.

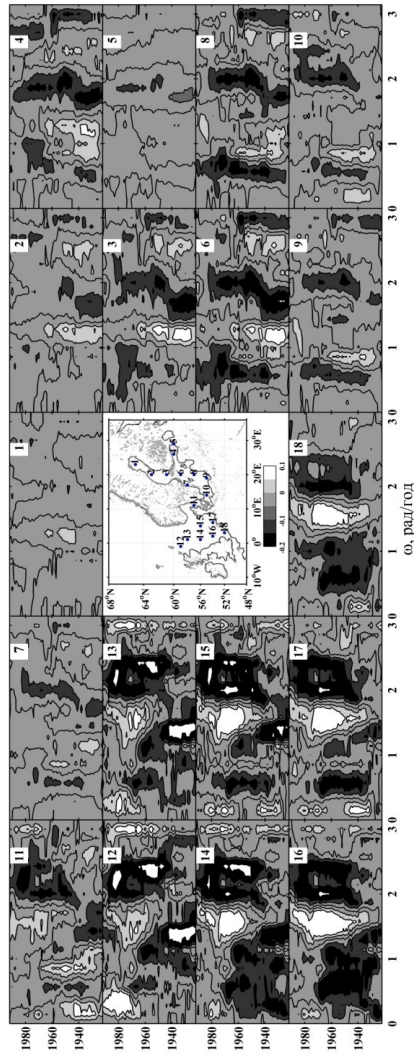


Рис. 10. Индикатор вращения $\Omega(\omega, t)$ спектральной тензор-функции колебаний ветра, рассчитанный по рядам среднегодовых значений с учетом нестационарности процесса.

В этих и других районах Балтики также в это время были выражены колебания с периодами 2.3–2.4 года. Над Ботническим и Финским заливами, а также над северной частью открытой Балтики до 1960-х годов преобладали по энергетике колебания ветра с периодами около 5 лет, имеющие положительное вращение вектора скорости. С 1960-х годов по настоящее время, за исключением пролива Каттегат, спектральная плотность колебаний ветра на энергонесущих максимумах заметно уменьшилась. Для колебаний с отрицательным вращением вектора скорости в первые десятилетия прошлого века выделялись энергонесущие максимумы для периодов 3.6 лет, которые были наиболее выражены в южной части Ботнического залива, центральной части Финского залива и северной части открытой Балтики. Позже – до конца 1970-х годов – в спектрах появляются энергонесущие максимумы на периодах 3 и 10.5 лет, которые были выражены в северных, восточных и юго-западных районах открытой Балтики, а также в южной части Ботнического залива и центральной части Финского залива (Рис. 10).

Для исследования межгодовой изменчивости характеристик атмосферных циклонов и антициклонов использовались четырёхсрочные данные (дискретность 6 часов) реанализа метеорологической информации ERA-20С с пространственным разрешением 1 градус. Район работы ограничивался линиями 12° з.д. – 36° в.д., 48° с.ш. – 70° с.ш. Для разделения в поле давления областей циклонов и антициклонов на каждый срок было рассчитано среднее давление по району. Далее поле давления центрировалось на среднее по полю. Отрицательные неоднородности в поле давления принимались за области циклонов, а положительные – за области антициклонов. В полученных таким образом областях низкого и высокого давления были рассчитаны составляющие горизонтального градиента атмосферного давления на меридиан и параллель. Для оценки интенсивности атмосферных образований (глубин циклонов и мощности антициклонов) был рассчитан линейный инвариант $I_1(0)_{\text{Grad}Pa}$ тензора дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления за каждый год [16].

Характеристики линейного тренда в межгодовых изменениях оценок инварианта $I_1(0)(t)_{\text{Grad}Pa}$ рассчитывались с помощью метода наименьших квадратов. Сравнительный вклад тренда в общую дисперсию процесса определялся путём проверки значимости коэффициента детерминации по критерию Стьюдента.

Рис. 11 иллюстрирует изменения в XX и начале XXI веков значений инварианта $I_1(0)(t)_{\text{Grad}Pa}$ в циклонах для различных точек Балтийского и Северного морей. Можно отметить, что у атмосферных циклонов везде в изменениях $I_1(0)(t)_{\text{Grad}Pa}$ наблюдаются значимые положительные тренды, свидетельствующие о выраженной тенденции увеличения их глубины в рассматриваемый период. Наибольшие углы наклона линейных трендов отмечаются на севере и в центральной части Северного моря. При движении на восток углы наклона

трендов уменьшаются, и в Финском заливе они имеют минимальные значения. Этот результат показывает, что в XX и начале XXI веков увеличение циклогенеза происходило интенсивнее над Северным морем, чем над Балтикой.

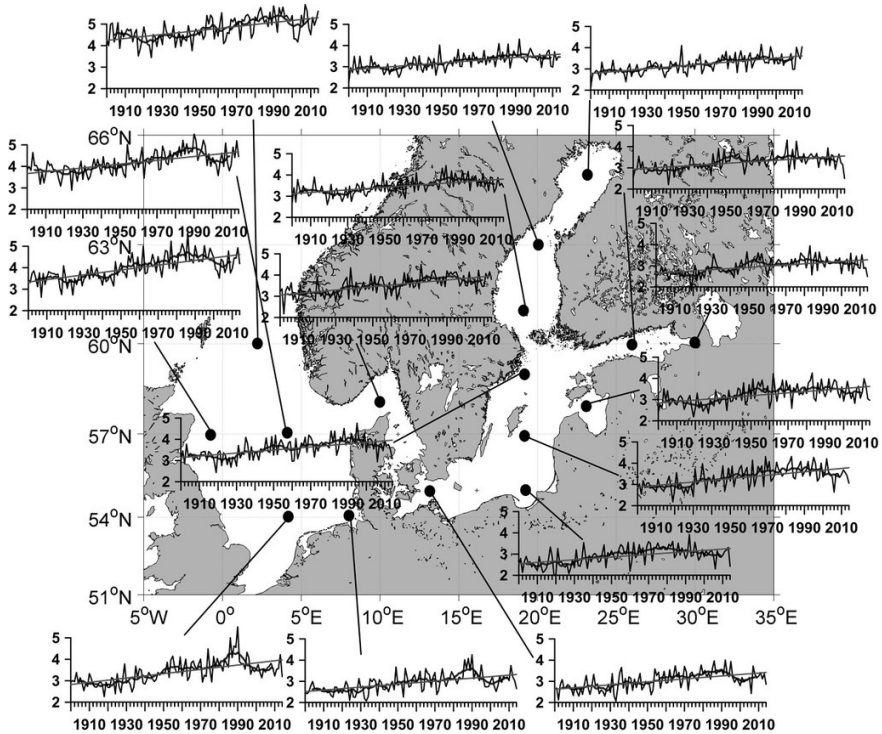


Рис. 11. Оценки линейного инварианта тензора дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления в циклонах (черная линия) над акваторией Балтийского и Северного морей в период с 1900 по 2014 гг. Прямой линией показаны линейные тренды, кривой – оценки, сглаженные 10-летним скользящим средним. Размерность вертикальных шкал на графиках – $(\text{Па}/\text{м})^2 10^{-6}$.

Результаты, представленные на Рис. 11, свидетельствуют о том, что увеличение циклогенеза в атмосфере над исследуемыми морями происходило не монотонно, а циклически. Периоды этих циклов в изменениях $I_1(0)(t)_{\text{Grad}P_a}$ варьируются от нескольких лет до 20–30 лет. Максимальное уменьшение глубины атмосферных циклонов происходило в 1910-е – 1920-е годы, а их наибольшая интенсивность приходится на 1980-е годы, после чего над Балтийским морем наметилась выраженная тенденция уменьшения глубины циклонов.

Этот результат подтверждается измерениями ветра на гидрометеорологической станции – «Пионерский» на юго-восточном побережье Балтики (Рис. 11 и 12), которые демонстрируют уменьшение его средних и максимальных значений в последние десятилетия.

На Рис. 13 представлены результаты квантильного анализа изменений модуля горизонтального градиента атмосферного давления в циклонах в период 1900–2014 гг.

Во временном ходе квантилей видны значимые положительные линейные тренды, имеющие наибольшие углы наклона в изменениях максимумов. В Северном море и южной части Балтийского моря самые большие значения максимумов приходятся на период 1970-х – 1980-х, после чего наблюдается их уменьшение, продолжавшееся до середины 2000-х годов. Однако в самые последние годы в центральной части Северного моря и проливе Скагеррак отмечался значительный рост оценок максимумов градиента атмосферного давления в циклонах и в 2012–2013 гг. Здесь их значения были наибольшими за весь исследуемый период.

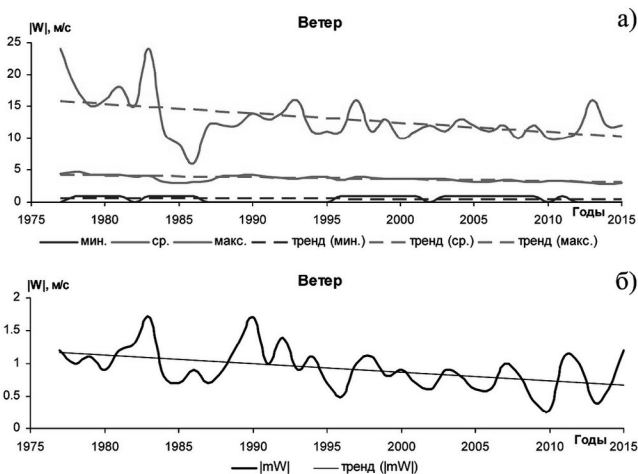


Рис. 12. Оценки характеристик ветра на ГМС «Пионерский»: его модуля (вверху) и математического ожидания (внизу). Прямыми линиями отмечены линейные тренды.

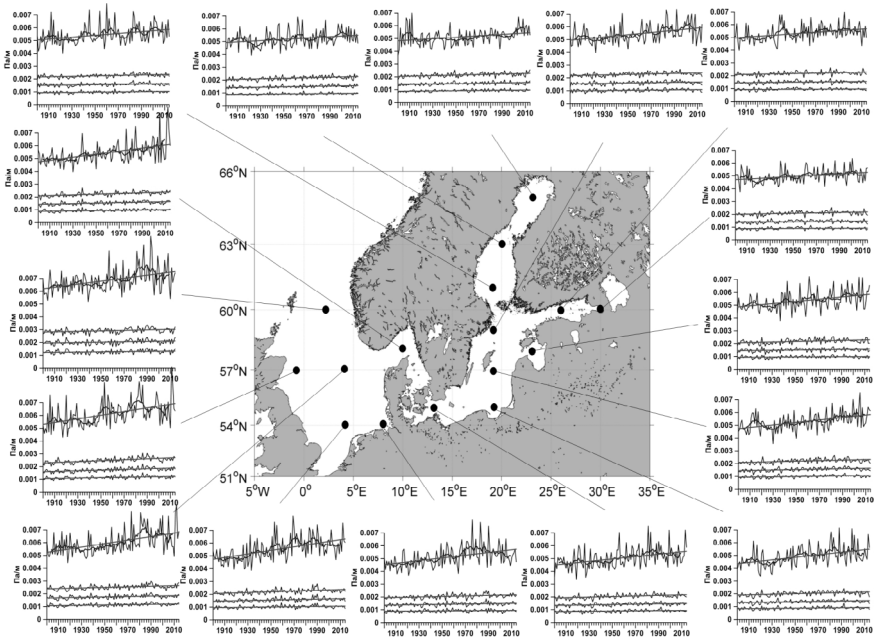


Рис. 13. Результаты квантильного анализа модуля горизонтального градиента атмосферного давления в циклонах в период 1990–2014 гг. Линиями с максимальной амплитудой обозначены значения максимумов (верхняя), 75 % квантили (вторая сверху), 25 % квантили (третья сверху) и минимумов (нижняя). Прямой линией обозначены линейные тренды, линией с меньшей амплитудой - сглаженные десятилетним скользящим средним значения максимумов модуля градиента атмосферного давления.

Над северной частью открытой Балтики и её основными заливами (Ботническим, Финским, Рижским) углы наклонов положительных линейных трендов в максимумах градиентов атмосферного давления заметно меньше, по сравнению с районами Северного моря и южной части Балтики.

Этот результат свидетельствует о том, что над вышеуказанными акваториями увеличение энергии самых глубоких циклонов в XX и начале XXI веков происходило интенсивнее, чем над отмеченными районами Балтийского моря. Самые низкие значения максимумов в регионе обоих морей приходится на период 1910-х – 1930-х годов.

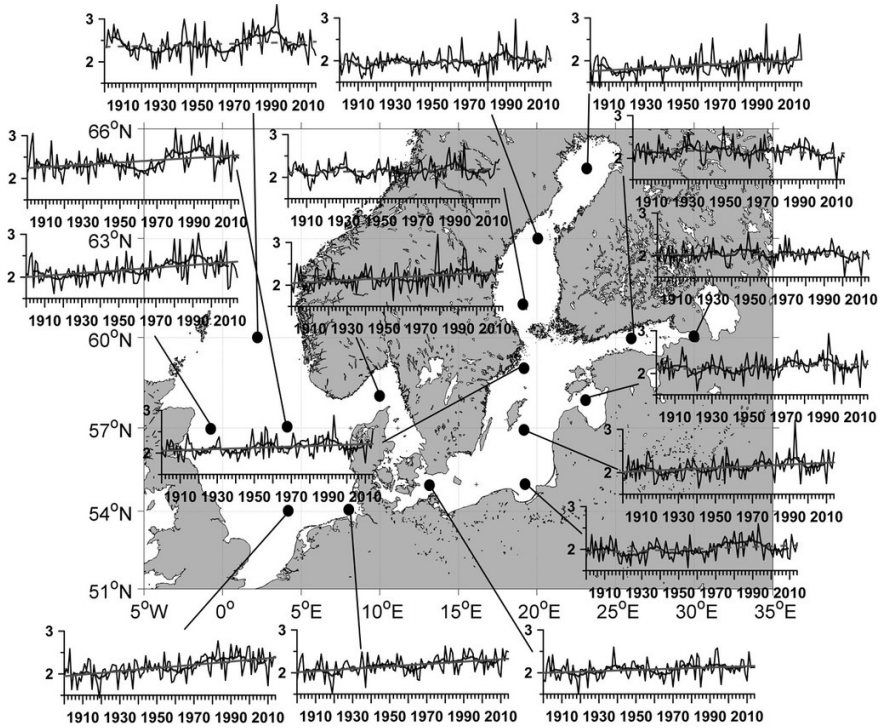


Рис. 14. Оценки линейного инварианта тензора дисперсии горизонтального градиента атмосферного давления в антициклонах (черная линия) над акваторией Балтийского и Северного морей в период с 1900 по 2014 гг. Прямой линией показаны значимые линейные тренды, пунктирной – не значимые, синей – оценки, сглаженные 10-летним скользящим средним. Размерность вертикальных шкал на графиках – $(\text{Па}/\text{м})^2 10^{-6}$.

Рис. 14 иллюстрирует изменения в XX и начале XXI веков значений инварианта $I_1(0)(t)_{\text{Grad}Pa}$ в антициклонах. Эти результаты показывают, что за исключением района над Финским заливом у атмосферных антициклонов везде в изменениях $I_1(0)(t)_{\text{Grad}Pa}$ наблюдаются положительные тренды, которые, однако, далеко не везде являются значимыми. Наибольшие углы наклона линейных трендов отмечаются над центральной и южной частями Северного моря. Над Балтикой углы наклона линейных трендов заметно меньше, чем над Северным морем, и здесь, в большинстве случаев, тренды не являются значимыми. Эти результаты показывают, что в XX и начале XXI веков увеличение мощности антициклонов происходило интенсивнее над Северным морем, чем над Балтикой. Максимальное уменьшение мощности атмосферных антициклонов про-

исходило в 1910-е – 1920-е годы, а их наибольшая интенсивность приходится на период с конца 1970-х до середины 1990-х, после чего наблюдается выраженная тенденция уменьшения мощности антициклонов.

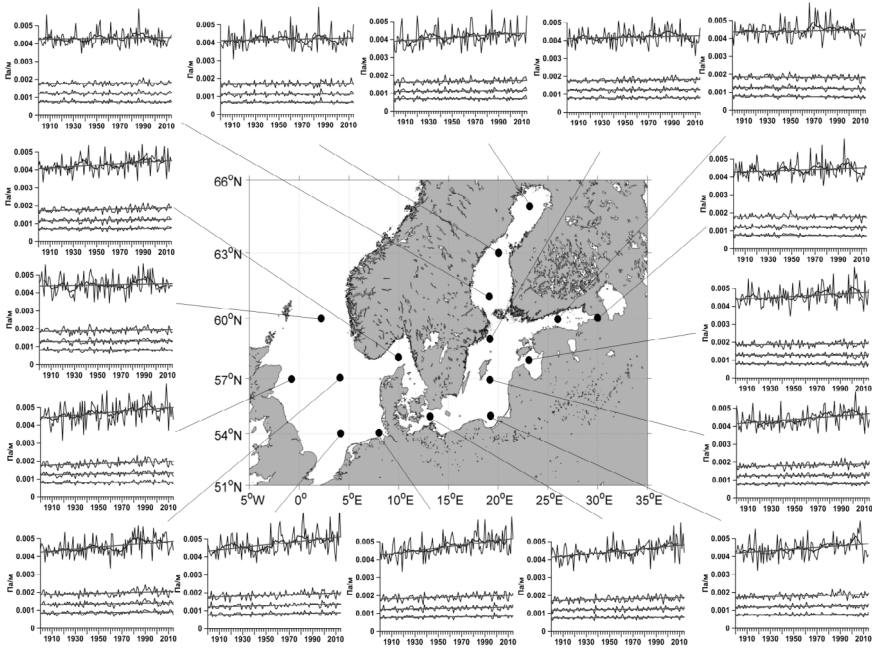


Рис. 15. Результаты квантильного анализа модуля горизонтального градиента атмосферного давления в антициклонах в период 1990–2014 гг. Черными линиями обозначены значения максимумов (верхняя), 75 % квантили (вторая сверху), 25 % квантили (третья сверху) и минимумов (нижняя). Прямой линией обозначены линейные тренды, волнистой – сглаженные десятилетним скользящим средним значения максимумов модуля градиента атмосферного давления.

На Рис. 15 представлены результаты квантильного анализа изменений модуля горизонтального градиента атмосферного давления в антициклонах в период 1900–2014 гг. Над Северным морем положительные линейные тренды наблюдаются у всех квантилей, но наибольшие углы наклона этих трендов отмечаются в изменениях максимумов. Над Балтикой положительные линейные тренды выражены только в изменениях максимумов, а у других квантилей эти тренды или не являются значимыми, или же совсем отсутствуют.

Результаты, представленные на Рис. 14 и 15, свидетельствуют, что также как и для атмосферных циклонов увеличение значений инварианта $I_1(0)(t)_{\text{GradPa}}$

и оценок квантилей над исследуемыми морями происходило не монотонно, а циклически: периоды увеличения этих статистических характеристик сменялись периодами их уменьшения. В южных частях Северного и Балтийского морей в последние годы отмечается заметное увеличение максимумов модуля горизонтального градиента атмосферного давления у антициклонов, в то время как в других регионах этих морей, наоборот, наблюдается уменьшение значений этих квантилей.

3. Межгодовые изменения динамических процессов

Колебания уровня моря

На Рис. 16 представлены поля среднегодовых значений уровня Балтийского моря, полученные на основе спутниковых альтиметрических данных почти за четверть века. Средний уровень Балтийского моря имеет выраженный межгодовой ход, максимальный размах которого достигает около 25 см, однако наибольшие пространственные отклонения уровня в конкретный год не превышают 7–12 см. В 1993, 1996 и 2010 годах на большей площади акватории моря уровень был ниже среднеегодового, а в 1995, 2004, 2005, 2007, 2010, 2011 и 2015 годах – выше. Самый низкий уровень Балтики за рассматриваемый период наблюдался в 1996 г., а самый высокий в 2015 г. В 1994, 2001, 2009, 2014 годах положение урвенной поверхности Балтики было близко к ее среднему многолетнему значению. В межгодовой изменчивости полей уровня моря выделяется период около 3–4 лет.

В последние десятилетия в Финском заливе Балтийского моря отмечается заметное увеличение количества опасных подъёмов уровня моря. Несмотря на ввод в эксплуатацию в 2011 г. комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений (КЗС), в рамках которого функционирует автоматизированная система предупреждения угрозы наводнений (СПУН), проблема опасных подъёмов уровня остаётся насущной для районов Санкт-Петербурга и Ленинградской области, расположенных к западу от КЗС. Здесь, во время экстраординарных подъёмов уровня, подвержены подтоплению прибрежные территории, размываются береговая линия, пляжи Курортного района Санкт-Петербурга, участки шоссейных дорог, наносится ущерб объектам хозяйственной деятельности, построенным в береговой полосе. Результаты, представленные на Рис. 17, свидетельствуют, что за последние 30 лет, предшествующие вводу в эксплуатацию «Дамбы», количество наводнений в устье Невы увеличилось в 1.6 раза.

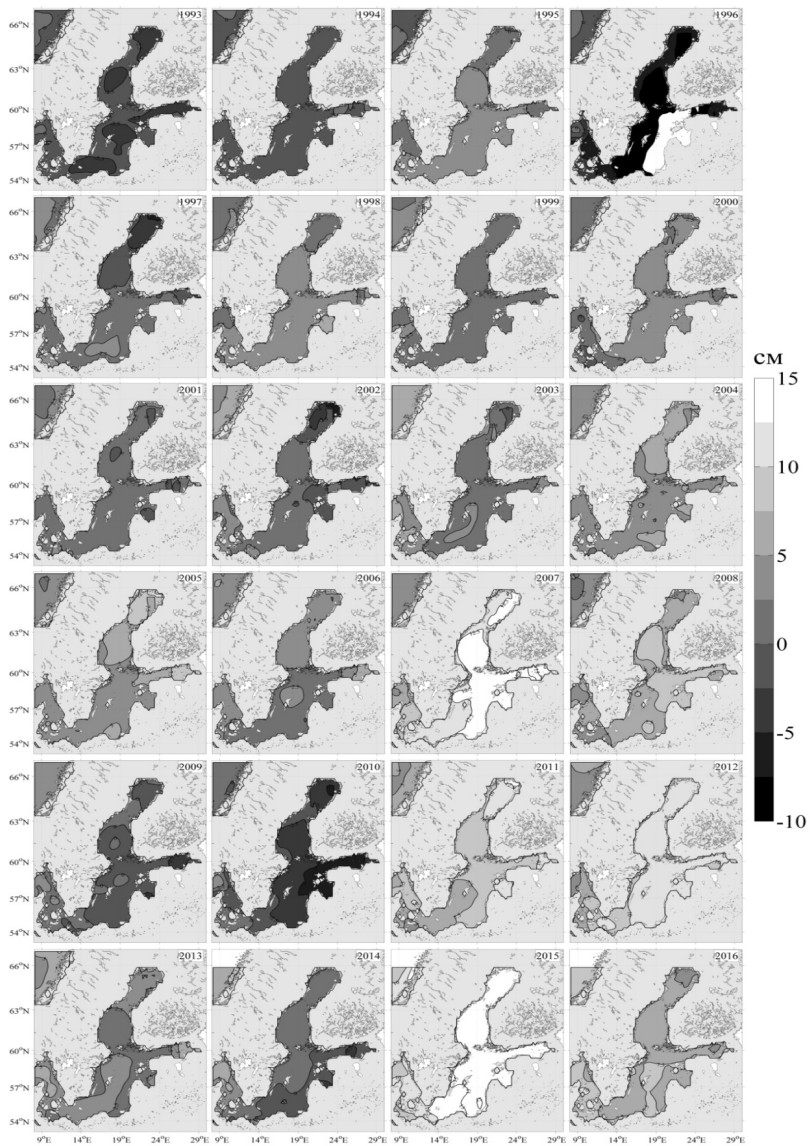


Рис. 16. Поля среднегодовых значений уровня Балтийского моря, полученные на основе спутниковых альтиметрических данных.

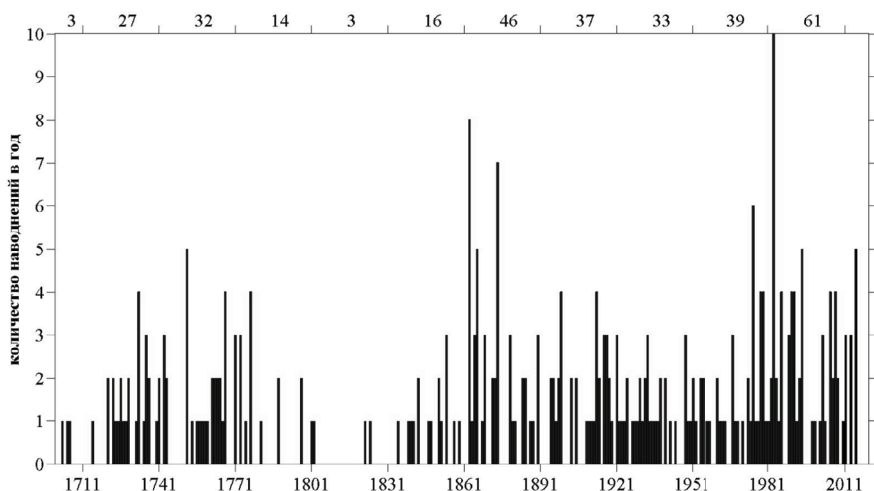


Рис. 17. Распределение случаев наводнений по годам на востоке Финского залива. После 2009 г. обозначены случаи наводнений, которые произошли к западу от работающей "Дамбы". На верхней шкале показано количество наводнений за каждое тридцатилетие.

Уже при работающей Дамбе (с 2011 г.), к западу от неё произошло 11 наводнений. Пять из них случилось в 2015 г., из которых одно было особо опасное с подъёмом уровня до 237 см относительно нуля Кронштадского футштока.

Рис. 17 иллюстрирует, что за 313 лет регистрации невских наводнений увеличение их количества происходило циклически: первый максимум отмечался в 1720-х – 1780-х годах, второй – во второй половине XIX – начале XX веков, а последний – в конце XX и начале XXI веков. Период между этими максимумами приблизительно равняется 120 годам.

Результаты проведенного нами сравнения теоретических и эмпирических характеристик волн невских наводнений [9] показывают, что в мезомасштабном диапазоне частот волны, формирующие невские наводнения, идентифицируются во многих случаях как бароклинные топографические волны. Наиболее благоприятными условиями существования этих волн являются выраженная стратификация и сравнительно большие уклоны дна.

Результаты статистического анализа метеорологической информации не подтверждают гипотезы о влиянии межгодовой изменчивости разнообразных характеристик атмосферных циклонов на увеличение частоты наводнений в устье Невы в последние десятилетия [10, 11]. Если бы рост количества опас-

ных подъёмов уровня на востоке Финского залива был связан только с оцененными нами метеорологическими параметрами, мы наблюдали бы подобную тенденцию и в их изменчивости. Однако проведённый нами анализ метеорологических характеристик показывает отсутствие значимых линейных трендов в изменениях глубины циклонов, их количества, траекторий и скоростей их движения, числа случаев сильных ветров западных и юго-западных направлений, а также наличие значимого отрицательного тренда в межгодовой изменчивости максимумов этих ветров.

Опровержением только «метеорологической» природы отмечающихся долгопериодных тенденций в изменениях количества невских наводнений служат и представленные результаты взаимного корреляционного анализа между количеством наводнений и различными характеристиками динамики циклонов, оцененными для региона Балтийского моря, которые свидетельствуют об отсутствии связи между указанными процессами [10]. Эти результаты свидетельствуют о том, что только лишь интенсивности анемобарических сил в глубоких циклонах и изменчивости других их параметров недостаточно для возбуждения опасных подъёмов уровня моря. По-видимому, также большое значение имеют условия морской среды, в которых генерируются и эволюционируют волны невских наводнений.

Идентификация во многих случаях волн невских наводнений как бароклиных топографических волн [9] предполагает, что межгодовая изменчивость бароклиных условий Балтийского моря оказывает заметное влияние на частоту опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива. Для ряда районов Балтийского моря отмечается высокая корреляция между числом опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива и изменениями бароклиных условий моря [11]. Генерация и эволюция этих низкочастотных волн зависит от условий стратификации и изменений донной топографии. Эти результаты свидетельствуют, что интенсивности анемобарических сил в глубоком циклоне недостаточно для генерации волны наводнений. Силы тангенциального напряжения ветра и горизонтального градиента атмосферного давления в глубоком циклоне выводят термодинамическую систему Балтийского моря из равновесного состояния на частоте её собственных колебаний, формируя возмущение уровня моря, релаксация которого в низкочастотном диапазоне происходит в виде бароклиных топографических волн, распространяющихся на восток в Финский залив. Однако для аномального роста их амплитуды, влияющего в конечном итоге на опасный подъём уровня в Невской губе, необходимы благоприятные бароклиные условия бассейна.

В последние десятилетия в результате глобального потепления климата наблюдаются выраженные изменения термохалинных условий Балтийского моря. Результаты, приведенные на Рис. 24, показывают, что в Финском заливе

в конце XX – начале XXI веков отмечается усиление стратификации его вод, что, согласно теоретическим исследованиям, улучшает условия для генерации бароклинных топографических волн [9], которые вносят значительный вклад в формирование опасных подъёмов уровня на востоке Финского залива.

Большие балтийские затоки

Впервые в научной литературе термин «Major Baltic Inflows» (большие балтийские затоки) был введён Диксоном в 1973 году [25] применительно к интенсивным затокам высокосолёных североморских вод в Балтийское море с объёмами 90–258 куб. км [34]. В отличие от очень частых, но слабых внедрений североморских вод с объёмами 10–20 км³, которые не оказывают значительное влияние на океанологический режим глубинных вод центральной части открытой Балтики, случаи появления больших затоков весьма эпизодичны и отмечаются в подавляющем числе случаев только в осенне-зимний период (наиболее часто между ноябрём и январём) при определенных гидрометеорологических условиях. Однако при этом высокосолёные и богатые кислородом воды больших затоков проникают далеко в открытую часть Балтийского моря, обновляя придонные и глубинные воды глубоководных впадин и оказывая определяющее влияние на эволюцию экосистемы моря; основные тенденции эволюции экосистемы [5], [34], [32]. По оценкам Маттеуса, продолжительность больших затоков варьирует от 6 до 29 суток [34], но при этом их объём может составлять около 40% от результирующего годового водообмена между Северным и Балтийским морями.

На Рис. 18 представлены сведения о больших балтийских затоках, опубликованные в работах [28], [34], [37]. С 1880-х по начало 1980-х годов большие балтийские затоки наблюдались сравнительно часто – случаи их появления варьировались в основном от одного-двух раз в год до одного раза в 3–4 года (в периоды 1-й и 2-й Мировых войн наблюдения не проводились). В последние десятилетия отмечаются очень заметные изменения в водообмене между Балтийским и Северным морями: после 1983 года частота больших балтийских затоков сократилась в 5 раз по сравнению с предыдущим тридцатилетием; интервал между ними, который ещё называют периодом стагнации [32], стал составлять 10–11 лет. Предпоследний большой заток произошёл в 2003 году, после чего в течение 11 лет это явление не наблюдалось. Последний большой заток произошёл в декабре 2014 года и, по оценкам немецких исследователей, его объём составил 198 км³ [37].

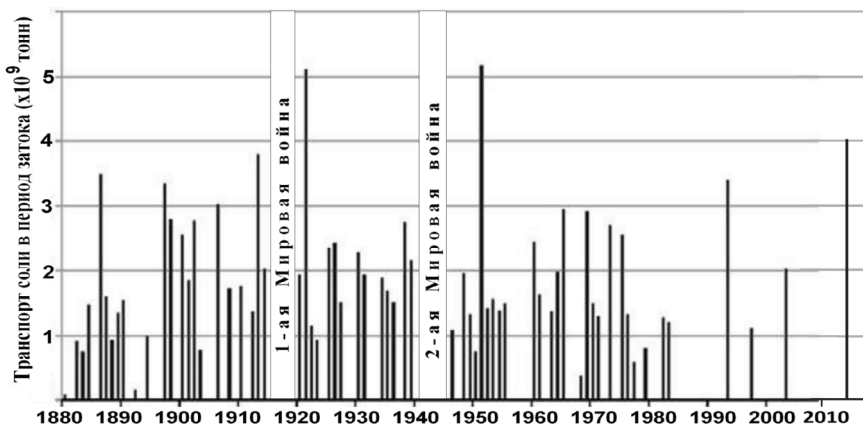


Рис. 18. Большие балтийские затоки в XIX–XXI веках

Столь заметные изменения в водообмене между двумя морями не могли не повлиять на океанологический режим мелководного, почти замкнутого солоноватого бассейна, каким является Балтийское море, а также на функционирование его экосистемы.

Водообмен между Северным и Балтийским морями через узкие и мелководные Датские проливы может быть разделен на три составляющие. Во-первых, в верхнем слое происходит почти постоянный отток из Балтийского моря солоноватой воды объёмом около $15000 \text{ м}^3/\text{с}$, имеющей солёность 7 ‰. Этот поток, направленный в пролив Каттегат, обусловлен избытком поступления пресных вод рек, впадающих в Балтийское море, и выпадающих атмосферных осадков [30]. Во-вторых, за счет значительной неоднородности поля плотности водной массы Датских проливов там формируется бароклинный градиент давления, связанный с разностью солёности в 20–25 ‰ между пр. Каттегат (34 ‰) и Арконским бассейном (7 ‰), и приводящий к эпизодическим бароклинным притокам солёной воды в Балтийское море [38], [39]. Согласно наблюдениям, бароклинные затоки появляются во время устойчивых, но слабых ветров, длящихся более 14 дней (обычно в конце лета), и характеризуются значительной стратификацией в юго-западной части Балтики. Наконец, баротропные уклоны уровня моря между проливом Каттегат и Балтийским морем сопровождаются притоком солёной воды через Каттегат в западную часть Балтийского моря. Именно с последним механизмом в зарубежной литературе и связывают большие балтийские затоки [35]. На основании современных наблюдений и модельных исследований ученые приходят к выводу, что перенос соли, связанный с бароклинными затоками, по крайней мере, в 5–10 раз меньше по сравнению с баротропными затоками [27], [36]. Согласно исследованиям Маттеуса и Франка [35], большой

заток идентифицируется, если придонная соленость на плавмайке Gedser Rev в юго-западной части моря становится выше 17 ‰ более пяти дней подряд, а вертикальная стратификация почти отсутствует.

В настоящее время считается, что особенности гидрометеорологических процессов, сопутствующих генерации больших затоков, и их механизм – известны. Процесс формирования большого затока принято делить на 3 основных периода: предшествующий затокам период (precursory period), основной период затока (main inflow period) и постзаточный период (post-inflow period). В предшествующий затокам период в Балтийском море обычно отмечаются восточные переносы воздушных масс, что приводит к увеличению оттока воды из Балтики в Северное море и понижению уровня моря. В дальнейшем синоптические условия меняются: восточные ветры сменяются интенсивными и продолжительными (около 2 недель) ветрами западных направлений, под действием которых происходит значительный нагон атлантических вод в Северное море, в результате чего его уровень повышается, и непосредственно перед большим затоком перепад уровня между проливом Каттегат и юго-западной частью Балтики может достигать 1.0–1.7 метра [33].

В работах Виртки и Диксона [40], [25] отмечалось, что необходимым предварительным условием для развития интенсивного затока должно быть формирование положительной аномалии солености в глубинных слоях пр. Каттегат. Однако позже специальные исследования Маттеуса и Франка [35] опровергли это заключение: перед большими затоками в пр. Каттегат наблюдались как положительные, так и отрицательные аномалии солености.

В основной период затока, продолжающийся, как уже было сказано выше, от 6 до 29 суток, сохраняются сильные ветра западных направлений, происходит поступление больших масс высокосолёных и обогащенных кислородом вод в юго-западную часть Балтики, понижение уровня в Северном море и его значительное повышение в Балтийском море.

Постзаточный период начинается, когда западные ветра ослабевают и северо-морские воды перестают накапливаться в Датских проливах. Так как уровень Балтики значительно повышен относительно уровня Северного моря, начинается отток воды из Балтийского моря, и его уровень понижается вплоть до значения, близкого к среднему.

На Рис. 19 представлены двумерные плотности вероятности векторов скорости ветра над Северным морем, рассчитанные для периодов трёх больших балтийских затоков 1983, 1993 и 2003 гг. и случаи, когда наблюдались такие ветра. Хорошо видно, что случаев, характерных для больших затоков ветров, было намного больше, чем самих затоков. Этот результат свидетельствует о том, что, по-видимому, «экмановский» механизм штормового нагона не единственно возможный для генерации больших балтийских затоков.

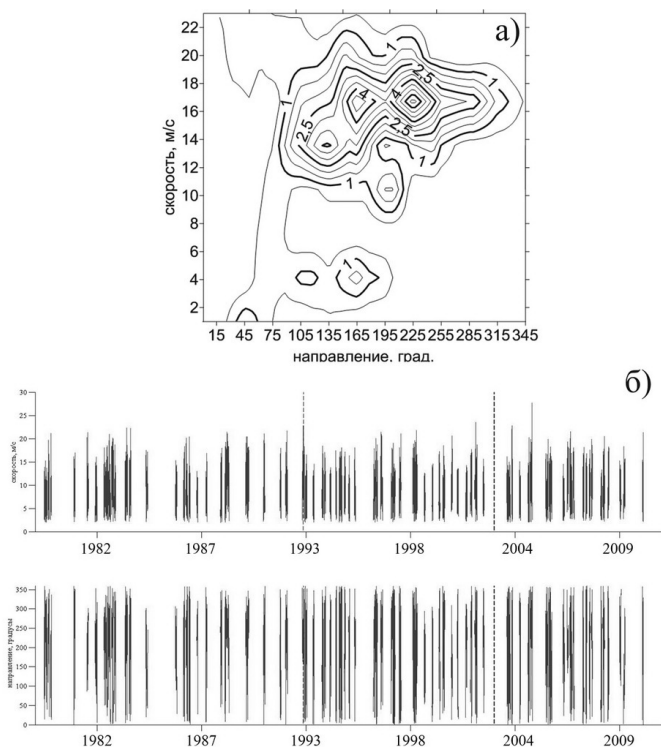


Рис. 19. Двумерные плотности вероятности векторов скорости ветра над Северным морем, рассчитанные для периодов трёх больших балтийских затоков 1983, 1993 и 2003 гг. (а) и случаи, когда наблюдались такие ветровые условия (б) с 1979 по 2010 гг. (вверху скорость ветра, внизу – направление).

В работе [1] с помощью совместного анализа измерений течений на плавмаяках в Датских проливах и мареографных измерений уровня в береговых пунктах была выявлена тесная взаимосвязь между колебаниями водообмена Северного и Балтийского морей и уклонами уровня моря. Этот результат свидетельствует о том, что положение уровневой поверхности в системе Северного и Балтийского морей может быть хорошим индикатором больших затоков. Действительно, уровень моря – интегральная характеристика, являющаяся одним из основных элементов гидрологического режима и несущая информацию о термохалинном и динамическом состоянии морского бассейна. Практически все гидрометеорологические процессы в той или иной мере находят отражение в колебаниях уровня моря. На сегодняшний день остаются плохо

изученными особенностями пространственной изменчивости уровенной поверхности в период формирования больших затоков североморских вод в Балтику. Эти проблемы могут быть решены на основе анализа спутниковой альтиметрической информации.

Спутниковые альтиметрические наблюдения имеют ряд преимуществ по сравнению с традиционными контактными измерениями уровня моря, так как позволяют за сравнительно короткий промежуток времени охватывать наблюдениями весь Мировой океан с достаточным пространственным разрешением для исследования многих океанологических процессов, что дает возможность перейти от анализа редких точечных измерений уровня к исследованию во времени ансамблей полей уровня моря. По сравнению с температурой морской поверхности, измеряемой из космоса, уровень моря – более репрезентативный предиктор океанографических условий, дающий более адекватное описание таких процессов как синоптические вихри, фронтальные зоны, апвеллинги и даунвеллинги и прямо, а не опосредованно, связан с изменчивостью атмосферных условий.

Основная цель, которую мы преследовали в этой статье, – исследовать гипотезу на основе статистического анализа спутниковой альтиметрической информации, согласно которой большие затоки североморских вод в Балтийское море рассматриваются как часть нестационарного крупномасштабного волнового процесса синоптического масштаба, связанного с динамикой аномальной по амплитуде поступательно-стоячей градиентно-вихревой волны в системе Балтийского и Северного морей.

Для исследования этой гипотезы по методике, изложенной в разделе 2, было произведено разложение альтиметрических полей уровня в системе Северного и Балтийского морей на комплексные ЕОФ. Разложение производилось в стационарном приближении (1993–2016 гг.) и для периодов формирования больших балтийских затоков 1993, 2003 и 2014 гг., состоящих, согласно работе (Matthaus, 2006) из трёх фаз: фаза, предшествующая затоку (около 3 недель); фаза, включающая период самого затока (в наших случаях это 7–10 дней) и фаза послезаточного периода.

В Таблице 1 представлены сравнительные вклады первых пяти пространственных мод в суммарную дисперсию полей уровня моря, оцененные в стационарном приближении и для периодов формирования больших балтийских затоков 1993, 2003 и 2014 гг.

Таблица 1.**Сравнительные вклады (в %) первых пяти комплексных ЕОФ
в суммарную дисперсию полей уровня моря**

Период	1-я ЕОФ	2-я ЕОФ	3-я ЕОФ	4-я ЕОФ	5-я ЕОФ
Стационарное приближение 1.01.1993 – 31.12.2015	73	11	3	2	1
Заток 1993 г.	85	8	4	2	1
Заток 2003 г.	90	7	2	1	0
Заток 2014 г.	88	7	2	2	1

Эти результаты показывают, что первые пять ЕОФ практически полностью описывают пространственно-временную изменчивость полей уровня в системе Северного и Балтийского морей, причем на долю 1-й ЕОФ приходится от 73 до 90 % дисперсии. Вторым по значимости является вклад 2-й ЕОФ, достигающий 7–11 %. Влияние других пространственных мод незначительно.

Рис. 20 иллюстрирует пространственное распределение амплитуд и фаз 1-й ЕОФ в поле уровня Северного и Балтийского морей, оцененных в стационарном приближении, а также для периодов формирования больших балтийских заток, произошедших зимой 1993, 2003 и 2014 гг.

Стационарные условия демонстрируют два амплитудных максимума у 1-й пространственной моды: один расположен на юге Балтийского моря, а второй – на юго-востоке Северного моря (Рис.20а). Минимальные значения амплитуды наблюдаются в Датских проливах, а также у английского и скандинавского побережий Северного моря. Изменение фазы неоднородностей в поле уровня моря, описываемых 1-й ЕОФ, свидетельствует о том, что в Северном море они распространяются в направлении с юго-востока на северо-запад (Рис. 20 б). Можно отметить также, что в стационарном приближении между проливом Каттегат и юго-западной частью Балтики происходит увеличение фазы с 275° до 325° (Рис. 20 б), свидетельствующее о поступательном движении возмущений в поле уровня из проливной зоны в Балтийское море.

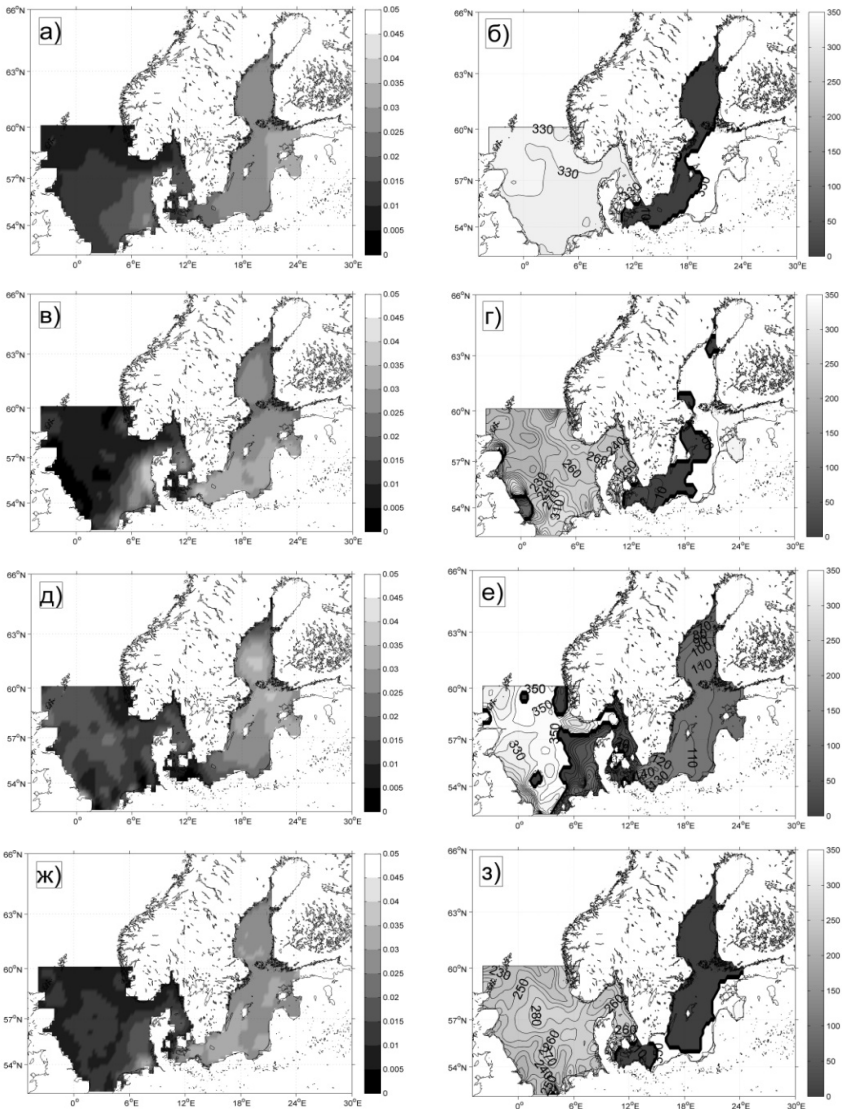


Рис. 20. Амплитуды (а, в, д, ж) и фазы (б, г, е, з) 1-й КЕОФ в поле уровня Северного и Балтийского морей, оцененные в стационарном приближении (а, б) (1993–2015 гг.) и для периодов, включающих событие большого балтийского залива в январе 1993 г. (в, г), в январе 2003 г. (д, е) и декабре 2014 (ж, з).

В периоды формирования больших балтийских затоков фазовая картина 1-й ЕОФ заметно меняется (Рис.20 г, е, з): в районе Датских проливов в обоих случаях происходит резкий скачок фазы, близкий к 180° , в то время как амплитуда колебаний уровня здесь близка к нулю. Максимальная амплитуда возмущений уровня 1-й моды в период зимнего затока 1993 и 2014 годов отмечается, как и в стационарном приближении, на юго-востоке Северного моря и на юге Балтики (Рис. 20 в, ж), так и в период формирования большого затока зимой 2003 г. – в локализованных районах центральной и северо-западной частей Северного моря, а в Балтике – на юге Ботнического залива и на севере её открытой части. При этом в отличие от стационарного приближения в Северном море в периоды формирования балтийских затоков наблюдается поступательное движение пространственных возмущений уровня с северо-запада на юго-восток, а в южной Балтике – с востока на запад. Полученная амплитудно-фазовая картина колебаний уровня в системе Балтийского и Северного морей, описываемая 1-й ЕОФ, соответствует кинематике движений в стояче-поступательной низкочастотной волне, подобной топографической волне Россби, узловая зона которой отмечается в районе Датских проливов, а пучности в Северном и Балтийском морях. В узловой зоне такой волны, согласно теоретическим представлениям [14], [18], колебания уровня равны нулю, а течения – максимальны. Теоретическое описание такой волны в замкнутом бассейне в приближении теории мелкой воды изложено в монографиях [14], [18]. В этих работах показано, что волновое поле, соответствующее волне Россби в замкнутом бассейне, представляет систему стационарных и нестационарных узловых линий стоячих колебаний, между которыми перемещается прогрессивная волна. Учитывая, что большие балтийские затоки – редкое явление, можно предположить, что они генерируются в результате резонанса между анемобарическими силами в атмосферных циклонах и собственными колебаниями 2-го рода [14] в системе Северного и Балтийского морей, которые представляют собой свободные стояче-поступательные топографические волны. О возможности такого резонанса указывают наши исследования, опубликованные в работе [10]. В результате резонанса генерируется вынужденная бароклинная прогрессивно-стоячая топографическая волна большой амплитуды с узловой зоной в Датских проливах, где и формируется большой балтийский заток. Такая резонансно-волновая интерпретация больших балтийских затоков подтверждается нашими последними исследованиями [10, 22]. В связи с этим можно предположить, что резкое сокращение в последние десятилетия количества больших балтийских затоков могло быть вызвано изменением фоновых гидрологических условий, вызванных наблюдающимся в конце XX и начале XXI веков глобальным потеплением климата, в частности – бароклинности Балтийского моря.

Ветровое волнение

Для оценки межгодовых изменений характеристик ветрового волнения нами были проанализированы шведские данные ежечасных измерений высот ветровых волн на автономных буйковых станциях, работавших в разное время вдоль шведского побережья. Из 25 станций были приняты к обработке 15, остальные содержали слишком много пропусков. Для примера на Рис. 21б представлен временной ряд ежемесячных максимумов волн на ст. 35056 ($59^{\circ}.15$ с.ш. и $19^{\circ}.13$ в.д.) в 1979–2003 гг., дополненный за 2003–2013 гг. данными расположенной рядом ст. 33002 ($58^{\circ}.93$ с.ш. и $19^{\circ}.17$ в.д.). На рисунке видно, что и на этих станциях имеются пропуски от 1-го до 4-х месяцев, однако это наиболее продолжительный ряд измерений. Хорошо выражен годовой ход высот волн с максимумами, приходящимися на осенне-зимний период (с ноября по март). В отдельные годы наблюдались промежуточные максимумы в весенне-летний период (Рис. 21 б). Заметно общее уменьшение внутримесячных максимумов с конца 1990-х годов, что можно связать с отмеченным нами выше (раздел 2) уменьшением циклогенеза над Балтикой в этот период.

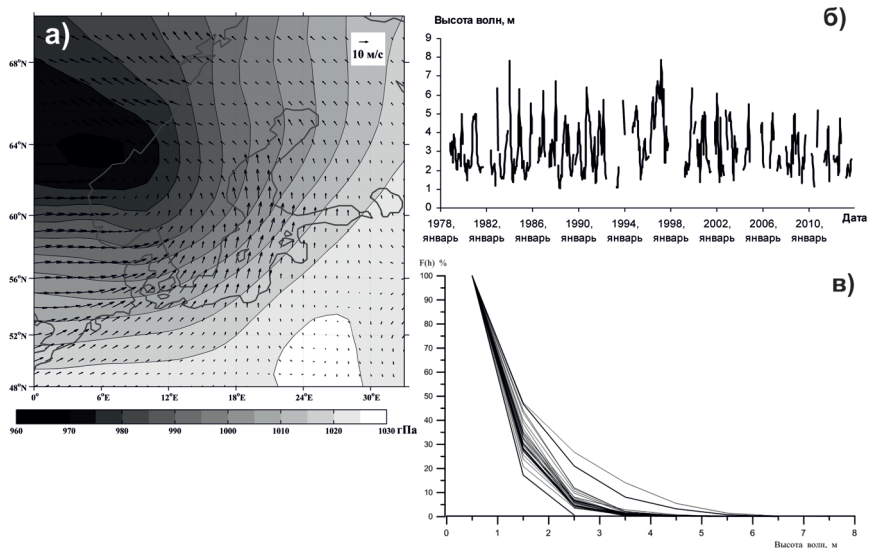


Рис. 21. Пространственное распределение атмосферного давления и ветра на 26 марта 1997 г. (а); внутримесячные максимумы высот волн в 1979–2013 гг. на ст. 35056 и 33002 (б) и графики функции распределения высот волн $F(h)$ на ст. 35056 и 33002 за каждый год с 1979 по 2013 гг. (в).

На Рис. 21 в приведены графики ежегодных функций распределения высот волн на станциях 35056 и 33002 за каждый год с 1979 по 2013 г., рассчитанных по методике, изложенной в книге [19]. Видна заметная межгодовая изменчивость интенсивности волнения. При этом от 60 до 90 % волн имели высоту менее 2 м, а наибольшая межгодовая изменчивость с размахом до 30 % приходится на диапазон от 1.5 до 3 м. В отдельные годы до 3 % волн имели высоту 5 м и более, однако большую часть времени годовые максимумы не превышали 5 м.

Самая большая высота ветровых волн отмечалась 26 марта 1997 г. и составила 7.83 м. В этот день метеорологические условия над Балтикой определялись глубоким циклоном, центр которого располагался над юго-восточной частью Норвежского моря (Рис. 21 а). Скорость южного ветра по данным реанализа в этот день превышала 20 м/с.

4. Нестационарность термохалинных и гидрохимических характеристик

Анализ межгодовой изменчивости температуры воды на станциях международного мониторинга показал, что в исследуемых районах Балтийского моря наблюдается рост температуры воды приповерхностного слоя, на это указывают значимые положительные линейные тренды для станций ВУ2, ВУ5, ВУ15 и ВУ20 (Рис. 22). Наблюдающиеся изменения происходят не только в средних значениях, но и в максимумах и минимумах (Табл. 2). Так, средняя температура воды за исследуемые периоды изменилась на 2°С (с 8°С до 10°С) на южных станциях (ВУ1, ВУ2, ВУ5). В центральных районах температура повысилась в среднем от 7,5°С до 9–9,5°С (ВУ15, ВУ20). На севере центральной области – от 7 до 8,5–9°С (ВУ31, LL12). Максимальные значения температуры воды поверхностного слоя увеличились в среднем на 2–3°С, в то время, как изменения медианы составили в среднем 1°С, а наблюдаемое повышение минимальной температуры составило для некоторых станций 0,5°С. Наблюдающиеся тенденции повышения температуры воды прослеживаются также и в придонных слоях – средняя температура воды увеличилась здесь на 1–2 °С (Рис. 22).

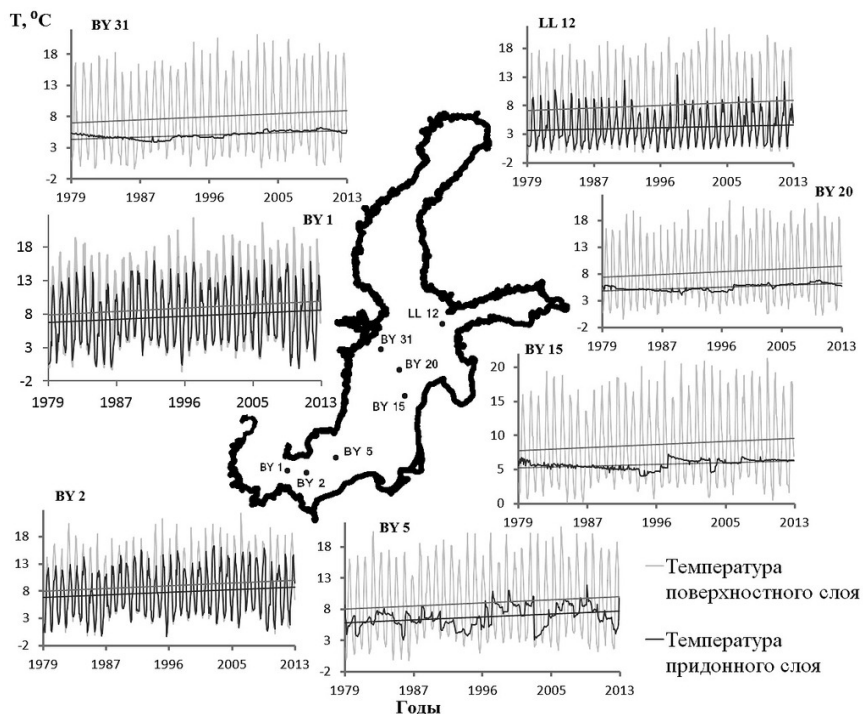


Рис. 22. Изменение температуры воды в поверхностном слое (глубина 0–5 метров) и в придонном слое (глубина для станций BY 1, BY 2 и LL 12 – 40–45 метров, для станции BY 5 – 85–90 метров, для станции BY 15 – 225–230 метров, для BY 20 – 175–180 метров, для BY 31 – 395–400 метров). Верхняя прямая линия – изменение температуры и линейный тренд в поверхностном слое, нижняя – в придонном.

Результаты квантильного анализа показывают, что изменения происходят как в средних, так и в максимальных и минимальных значениях (Рис. 22, Табл. 2). В районах глубоководных впадин отмечаются значимые нелинейные тренды в изменениях придонной температуры, которые показывают, что на станциях BY15, BY20 и BY31 до середины 90-х годов наблюдалось понижение температуры воды в среднем на 1–2°C, после чего начался её рост. Так, с середины 90-х годов прошлого века по 2013 год, температура в среднем возросла на 2°C, превысив предшествующий спад в среднем на 0,5–1°C. В настоящее время температура воды в районах глубоководных впадин составляет в среднем 5–6°C, на станциях BY1, BY2 температура в среднем составляет 7–8°C, что на 1–2°C выше показателя 1979 года. По данным исследований [5] за

1959–1985 годы средняя многолетняя годовая температура поверхностного слоя составляла для южных станций 8,3°C (BY5) – 8,6°C (BY2), для центральных – 7,9°C (BY15). В придонном слое на станции BY15 в этот период наблюдалось повышение среднегодовой температуры в среднем на 0,5°C. Отмечались резкие изменения среднегодовой температуры в 1962 и 1973 годах, когда значения этого параметра начинали заметно снижаться. В целом, средняя многолетняя температура за 1950–1985 годы составляла здесь 5,7°C. Таким образом, несмотря на выявленные положительные тренды, изменения температуры не выходят из диапазона оценённых ранее колебаний.

Таблица 2.

Результаты квантильного анализа изменений температуры, солёности и содержания кислорода на изучаемых станциях

Станция	Время	Показатель	Температура, °С				Солёность, ‰				Содержание кислорода, мг/л			
			Поверхностный горизонт		Глубинный горизонт		Поверхностный горизонт		Глубинный горизонт		Поверхностный горизонт		Глубинный горизонт	
			От	До	От	До	От	До	От	До	От	До	От	До
BY 1	1969-2013	среднее	8	10	7	8.5	8.5	7.8	15	15	8.3	7.9	6	6.5
		максимум	18	21	15	16	10.5	9.8	26	20.5	9.8	10.4	9.5	9
		минимум	0.5	1	0.6	1.4	7.5	7	8.9	8.5	6.5	6.2	1	2
		медиана	8	9	7	8	8.4	7.8	15.1	14.9	8.1	7.7	6.4	5.8
BY 2	1979-2013	среднее	8	10	7	9	8.5	7.6	14	14	8.3	7.8	5.5	5.5
		максимум	19	21	14	16.5	9.5	9	18	20	10.4	9.9	9.3	8.9
		минимум	0.5	1	0.5	1.5	7.5	5	9	8.8	6.6	6	1.6	1.5
		медиана	8	9.5	7	8.5	8	7.5	14	14	8.1	7.9	5.8	5.5
BY 5	1958-2013	среднее	8	10	6	7	7.5	7.3	15.5	15	8.3	7.9	1.7	0.5
		максимум	19	20.5	8.5	11	7.8	7.9	18	17	10.5	9.6	5.5	4.6
		минимум	0	2	4	3.8	6.5	6.8	15	14.5	6.5	6	0	-2.5
		медиана	7.5	8.5	6	7	7.5	7.3	16.7	15.8	8	7.9	1.3	0
BY 15	1979-2013	среднее	7.8	9.5	6.5	5	7.6	6.9	12.7	11.9	8.4	7.8	-1	-3
		максимум	19	21	7	7.3	7.7	7.4	13	12.6	10.7	9.8	2	1
		минимум	1	1	5.3	6.5	6.6	6.3	11.7	12	6.5	6	-7	-6.5
		медиана	7	8	6	6.5	7.5	7	12.5	12.4	8.3	7.9	-1	-3
BY 20	1958-2013	среднее	7.5	9	5.5	6.5	7	6.5	12.3	11.5	8.4	8	0.6	-2
		максимум	18.3	21.3	6	7	7.5	7.3	12.7	12.3	10	10.8	0.8	0.5
		минимум	0.3	1	5.2	6	6.5	6	12	11.6	6.5	6	-1	-4
		медиана	7	8	5.5	6.5	7.3	6.7	12.5	11.8	8.3	8.1	0.3	-2
BY 31	1958-2013	среднее	7	8.5	5	6	7	6.5	11	10.5	8.2	8.2	0.6	-0.6
		максимум	18.5	20	5.5	6.5	7.5	7	11.5	11.3	10	10.5	1.4	0.9
		минимум	0	0	4.5	5.5	6.3	5.7	10.8	10.9	6.6	6.1	0	-1
		медиана	6.5	7	5	6	7	6.4	11	11	8.3	8.1	0.5	-0.5
LL 12	1969-2013	среднее	7	9	3	4.5	6	6	7.4	6.4	8.5	7.7	8.5	6.5
		максимум	18.8	20.9	10	12.5	7	6.8	8	7	11	10	10	9.5
		минимум	0	0.5	0	0.9	2.8	4.4	6.8	5.1	7	4	7	2.5
		медиана	7	8	2.5	4	6.1	5.8	7.4	6.4	8.4	7.8	8.5	7

В отличие от температуры, солёность поверхностного слоя моря в исследуемый нами период имеет тенденцию к снижению. Почти на всех станциях выявлены значимые отрицательные тренды – понижение солёности в которых со-

ставляет 0,7–0,5 ‰ (Рис. 23). Квантильный анализ показал, что схожие тенденции характерны как для максимумов, так и для минимумов.

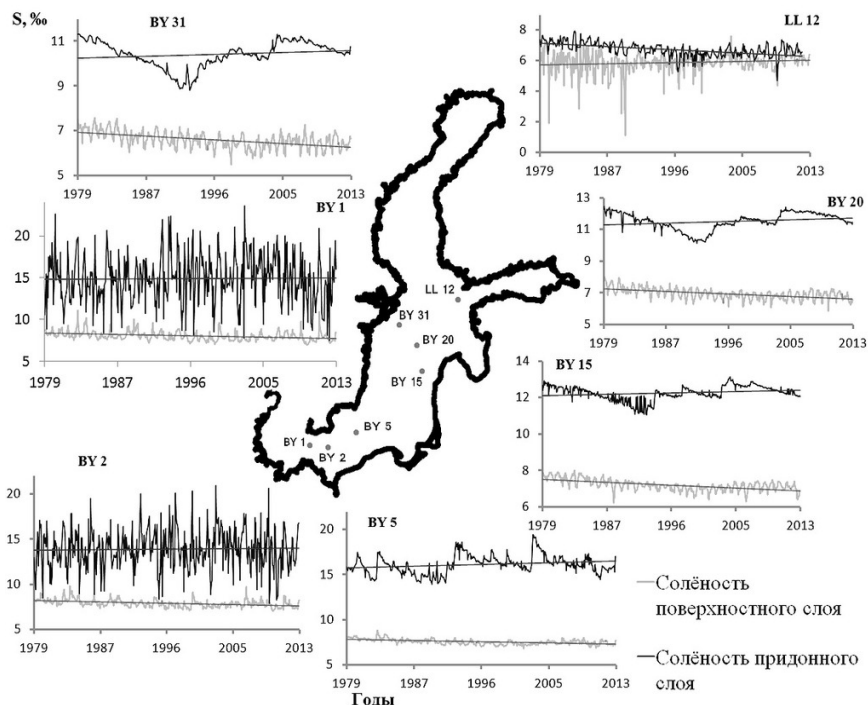


Рис. 23. Изменение значений солёности воды в поверхностном слое (глубина 0–5 метров) и в придонном слое (глубина для станций BY 1, BY 2 и LL 12 – 40–45 метров, для станции BY 5 – 85–90 метров, для станции BY 15 – 225–230 метров, для BY 20 – 175–180 метров, для BY 31 – 395–400 метров). Светло-серая линия – изменение солёности и линейный тренд в поверхностном слое, темная – в придонном.

На станции LL12 наблюдается повышение значений минимумов солёности на 1,6 ‰ на фоне практически постоянных её средних значений и незначительного снижения максимумов, что противоречит общим тенденциям снижения солёности, выявленным на остальных исследуемых станциях Балтийского моря (Рис. 23, Табл. 2). В районах глубоководных впадин наблюдаются резкие увеличения солёности в период прохождения больших затоков 1993 и 2003 годов (Рис. 23). В целом, солёность придонных вод имеет тенденцию к сниже-

нию. В последнее десятилетие это наиболее характерно для районов северных и центральных станций открытой Балтики (BY20, BY31, LL12). В районах южных станций (BY1, BY2, BY5) значимых трендов в изменении солёности придонного слоя не выявлено. Квантильный анализ показал, что наблюдающиеся изменения происходят не везде равнозначно (Табл. 2). В южных районах наблюдаются изменения максимальных значений солёности (понижение на 5,5 ‰ на станции BY1 и повышение на 2 ‰ на станции BY2), в то время как в минимальных и медианных значениях значимых трендов не наблюдается.

Для районов станций BY5, BY15, BY20 и BY31 хорошо выделяется пятилетний период 1989–1993, в котором произошёл большой заток 1993 года – увеличился диапазон значений солёности, а в последующие годы для всего диапазона значений наблюдается повышение этого параметра, после чего солёность придонных слоев продолжает снижаться. На самой северной из станций, LL12, подобные закономерности не прослеживаются. Здесь наблюдается относительно постоянный отрицательный тренд – как для максимальных, так и для минимальных значений. Среднее снижение солёности за изучаемый период здесь составило 1 ‰. Анализируя данные предыдущих исследований [5], можно сделать выводы о том, что наблюдающиеся процессы характерны и для более раннего временного интервала (1954–1979 гг.). Так, на станции BY 15 в придонном слое за 1954–1979 годы, отмечалось снижение солёности на 0,8 ‰ (с 13,6 ‰ до 12,8 ‰) в среднем годовом. В районе южной станции (BY5) в придонном слое наблюдалось повышение солёности с 14,9 до 16 ‰. На обеих станциях отмечались резкие увеличения солёности (до 18 ‰), возникающие из-за частых внедрений более солёных североморских вод.

На Рис. 24 приведены изменения температуры и солёности воды в Финском и Ботническом заливах на станциях мониторинга LL7 и EB1 с 1970 по 2016 гг. Хорошо видно, что в рассматриваемый период увеличение температуры воды происходило волнообразно: в приповерхностном слое на станциях LL7 и EB1 и в придонном слое на станции EB1 период этих волн близок к 14–17 годам, а в придонном слое Финского залива (станция LL7) – к 35 годам. Межгодовые изменения температуры в приповерхностном слое Финского залива колебались от 5.9 до 8.7°C, а в придонном – от 2.9 до 5.0°C. В Ботническом заливе подобные изменения температуры составили от 4.9 до 7.2°C в приповерхностном слое и от 2.4 до 4.15°C на горизонте 121 м.

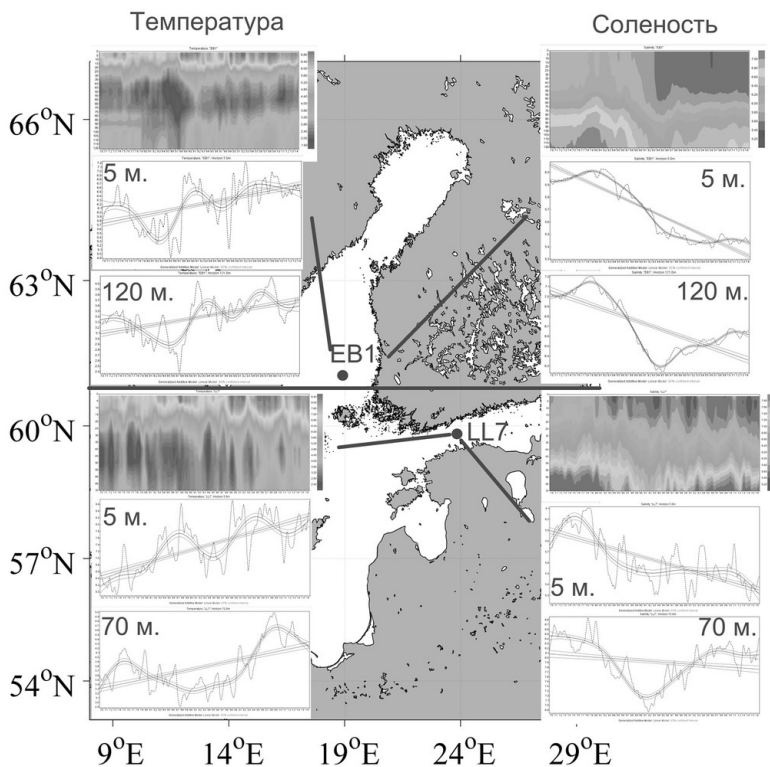


Рис.24. Температура и солёность воды приповерхностного (5 м) и придонного слоёв в Ботническом (ст. EB 1) и Финском (ст. LL 7) заливах Балтийского моря в 1970–2016 гг. Приведены графики линейных трендов, полиномиальных трендов и 95 % доверительных интервалов.

Рис. 24 иллюстрирует также, что в последние десятилетия и в Ботническом и в Финском заливе отмечается заметное уменьшение солёности. Причем в приповерхностном слое Финского залива уменьшение солёности происходит быстрее, чем в придонном слое (Рис. 24), что свидетельствует об увеличении стратификации в этом районе Балтики.

Содержание кислорода в поверхностном слое открытой Балтики в целом имеет тенденцию к снижению, выявленные тренды в основном являются значимыми, за исключением станции ВУ 31, где значимых трендов не наблюдается. Изменения в среднем составляют 0,5 мл/л (Рис. 25, Табл. 2). В придонном слое содержание кислорода снижается, выявлены значимые

отрицательные линейные тренды для станций ВУ 5, ВУ 15, ВУ 20, ВУ 31, ЛЛ 12. На южных станциях (ВУ1 и ВУ2) значимых трендов не выявлено. В среднем, содержание кислорода в придонных слоях снизилось на 1–2 мл/л. Для станций, расположенных в районах глубоководных впадин в придонных слоях отмечаются гипоксидные условия – отрицательные значения содержания кислорода свидетельствуют здесь о наличии сероводородного заражения. На графиках (Рис. 25) для станций ВУ15, ВУ 20 и, отчасти, ВУ31 видны резкие изменения содержания кислорода, связанные с поступлением в данные районы вод больших затоков 1993 и 2003 годов.

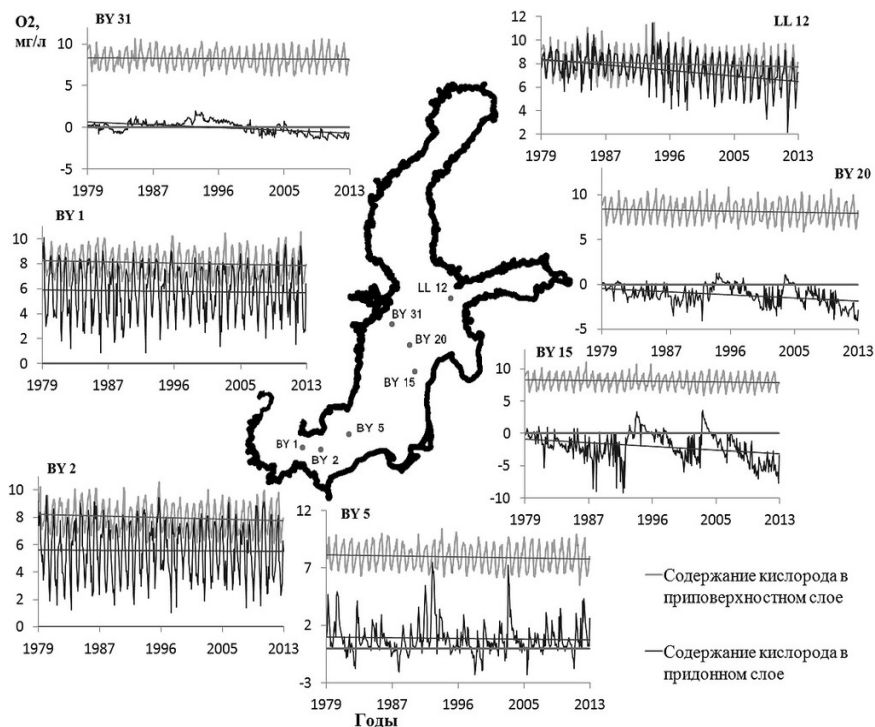


Рис. 25. Концентрация кислорода в поверхностном слое (глубина 0–5 метров) и в придонном слое (глубина для станций ВУ 1, ВУ 2 и ЛЛ 12 – 40–45 метров, для станции ВУ 5 – 85–90 метров, для станции ВУ 15 – 225–230 метров, для ВУ 20 – 175–180 метров, для ВУ 31 – 395–400 метров). Светло-серая линия – изменение концентрации кислорода и линейный тренд в поверхностном слое, темная – в придонном. Линия, параллельная абсциссе – нулевой уровень.

Результаты квантильного анализа свидетельствуют о том, что эти изменения наиболее ярко отражаются в минимальных значениях, однако тренды отрицательные не для всех станций (Табл. 2). Так, для станций ВУ1 и ВУ15 прослеживаются положительные тренды в изменениях минимальных значений содержания кислорода (изменения составили 1 мл/л и 0,5 мл/л, соответственно). На станции ВУ2 значимых трендов в минимальных значениях не выявлено. Максимальные понижения минимумов этого параметра наблюдаются на станциях ВУ20, ВУ31 и LL12 и составляют, соответственно, 3, 1, и 4,5 мл/л. Максимумы изменяются не столь интенсивно. Среднее снижение в максимальных значениях составляет 0,6 мл/л, в медианных – 1,5 мл/л. Предыдущие исследования [5] показали, что в 1961–1964 годах среднее значение концентрации кислорода в глубинном горизонте на станции ВУ5 составляло 1,3 мл/л, а на станции ВУ15 – 0,3 мл/л, к 1976–1980 годам этот показатель составлял 1,5 и 0,3 мл/л соответственно. В настоящее время на станции ВУ 5 значения концентрации кислорода снизились до 0,5 мл/л, а на станциях ВУ15, ВУ20 и ВУ31 сформировалась гипоксидная обстановка (Рис. 25). Возникновение анаэробных условий в придонном слое отмечалось и ранее [5]. С 1958 по 1977 годы периоды сероводородного заражения имели здесь продолжительность в среднем 1–2 года с перерывом в среднем один год (станции ВУ15, ВУ31). Начиная с 1978 года, периоды преобладания гипоксидных условий увеличились до десяти лет на станции ВУ 15 и до 3,5–8,5 лет на станции ВУ31. Таким образом, длительное отсутствие больших балтийских затоков повлекло за собой заметное снижение содержания кислорода в поверхностных и придонных слоях центральной Балтики и значительное увеличение периодов сероводородного заражения в придонных слоях глубоководных впадин.

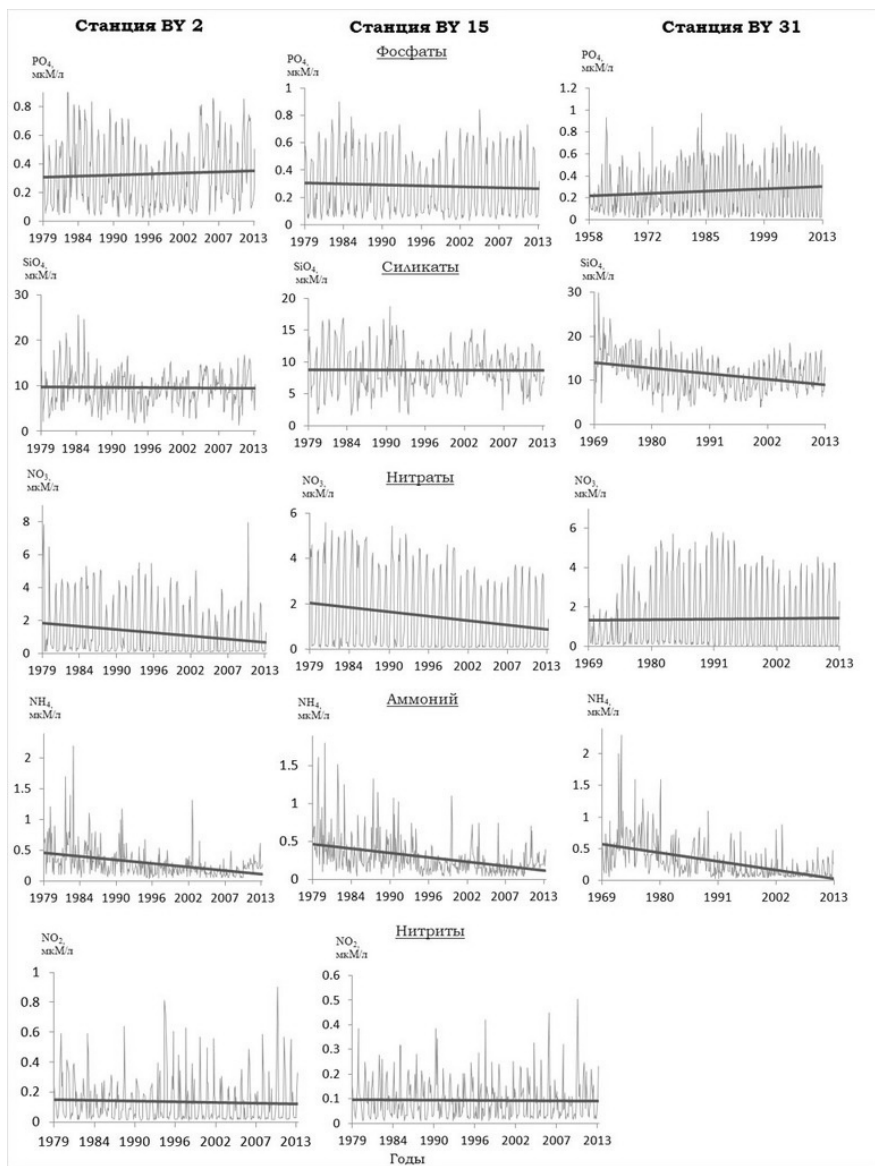


Рис. 26. Изменение содержания гидрохимических показателей в поверхностном слое 0-5 м (а) на станциях ВУ2, ВУ15 и ВУ31.

Изменение концентраций фосфатов, нитратов, нитритов, силикатов и аммония рассмотрим на трёх станциях: ВУ2 (южный район), ВУ15 (центральный район) и ВУ31 (северная часть центрального района).

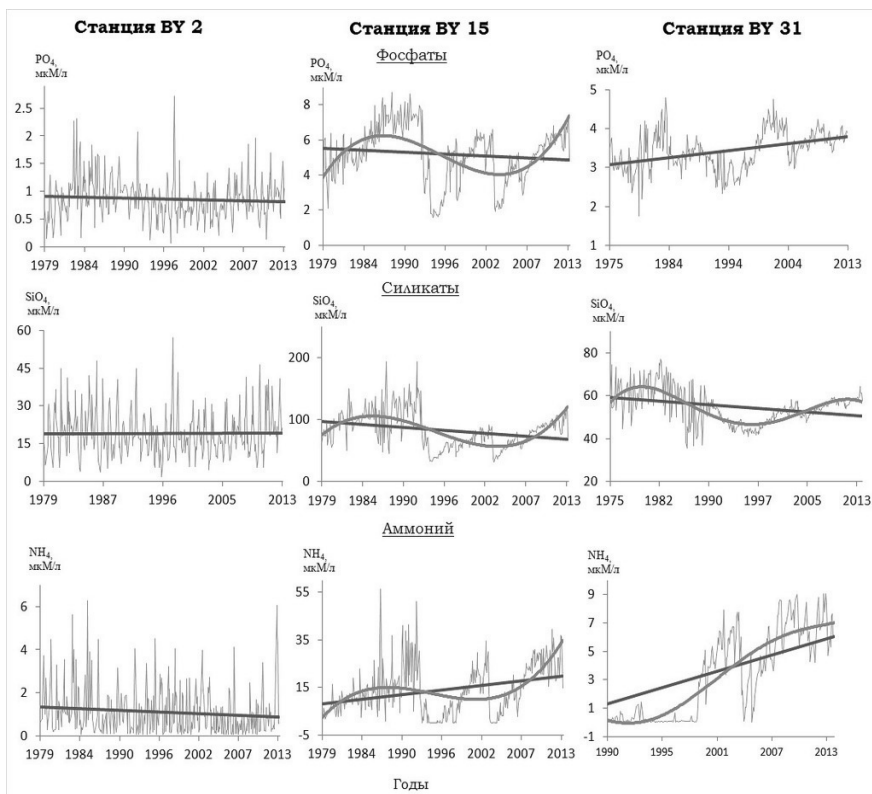


Рис. 27. Изменение содержания гидрохимических показателей в придонном слое на станциях ВУ2 (40–45 м), ВУ15 (225–230 м) и ВУ31 (395–340 м).

На станциях ВУ2 и ВУ15 линейные тренды в изменении содержания фосфатов в поверхностном слое не являются значимыми (Рис. 26). Иная тенденция наблюдается в придонном слое на станции ВУ15 (Рис. 27). Изменение содержания фосфатов здесь в среднем имеет значимый отрицательный тренд, однако наличие значимого нелинейного тренда свидетельствует о том, что это уменьшение происходит волнообразно: в начале изучаемого периода, с 1979 по 1993 год, содержание фосфатов увеличивается, после чего происходит их

уменьшение в среднем с 8 до 1,5 мкМ/л. После большого затора 1993 года содержание фосфатов здесь вновь стало увеличиваться и достигло 6 мкМ/л в 2002 году. В 2003 вновь происходит снижение концентрации до 2 мкМ/л, после чего содержание фосфатов увеличивается до значений 7 мкМ/л в 2013 году. Межгодовое изменение концентрации фосфатов на севере центрального района (ВУ 31) имеет значимый положительный тренд как в поверхностном слое, так и в придонном. В поверхностном слое повышение этого параметра составило в среднем 0,1 мкМ/л, а в придонном – 1 мкМ/л. Для придонных горизонтов на фоне положительного линейного тренда прослеживаются резкие изменения концентрации фосфатов. Так, в 1993 году, наблюдается снижение содержания в среднем до 2,5 мкМ/л, сменяющиеся повышением до 4,5 мкМ/л в 2002 году. К 2005 году содержание фосфатов снижается в среднем до 3 мкМ/л, после чего значения этого параметра начинают возрастать, достигая в среднем около 4 мкМ/л в 2013 году.

В южном районе (станция ВУ2) в изменении концентрации силикатов на фоне внутригодовых колебаний не выявлено значимых трендов ни в поверхностном слое, ни в придонном. В поверхностном слое среднее содержание силикатов остается на уровне около 10 мкМ/л, в придонном слое этот параметр имеет значение 19 мкМ/л. В центральном районе (станция ВУ 15) содержание силикатов в поверхностном слое остается в среднем на уровне 9 мкМ/л, в придонном слое среднее содержание силикатов здесь имеет тенденцию к снижению (Рис. 27).

За изучаемый период количество силикатов в среднем уменьшилось с 100 мкМ/л до 70 мкМ/л, однако в изменении этого параметра значительную роль играют большие заторы, в периоды отсутствия которых содержание силикатов возрастает. Во время заторов 1993 и 2003 годов происходили резкие снижения концентрации этого параметра – в среднем до 40 мкМ/л, после чего содержание силикатов вновь начинало возрастать. На станции ВУ31 наблюдается значимый отрицательный тренд содержания силикатов в поверхностном слое. За изучаемый период содержание силикатов здесь снизилось в среднем с 14 мкМ/л до 9 мкМ/л. В придонном слое (глубина 395–400м) на фоне отрицательного тренда отмечаются периоды, когда концентрация силикатов возрастает. Так, с 1990 по 1996 наблюдалось снижение содержания силикатов в среднем с 56 мкМ/л до 42 мкМ/л, после чего количество силикатов возрастает, достигая 57 мкМ/л в 2003 году. К 2005 значения этого параметра уменьшаются в среднем до 47–49 мкМ/л, а в 2013 году содержание силикатов вновь повышается до 58 мкМ/л.

Содержание нитратов в приповерхностном и придонном слоях на станции ВУ2 имеет тенденцию к снижению. Так, в приповерхностном слое с 1979 по 2013 годы нитратов стало меньше в среднем на 1,5 мкМ/л, в придонном слое – на 3 мкМ/л. В центральном районе (станция ВУ15) выявлен отрицательный

тренд в изменении содержания нитратов в приповерхностном слое. Снижение составило здесь в среднем 1 мкМ/л. На севере центрального района (станция ВУ31) таких тенденций не наблюдается. Здесь концентрация нитратов в среднем остается на уровне 1,4 мкМ/л. Изменение этого параметра в придонном слое проследить не удалось из-за отсутствия достаточного для анализа количества данных.

Содержание аммония в южном районе Балтийского моря (станция ВУ2) в приповерхностном слое имеет тенденцию к снижению. Понижение составило в среднем 0,4 мкМ/л. В придонном слое концентрация аммония понизилась в среднем с 1,4 мкМ/л в 1979 году до 0,7 мкМ/л в 2013 году. В центральном районе Балтийского моря (станция ВУ15) в приповерхностном слое концентрация аммония понизилась в среднем с 0,48 мкМ/л в 1979 году до 0,08 мкМ/л в 2013 году. Иную ситуацию можно наблюдать в придонном слое на глубине 225–230 м (Рис. 27). Содержание аммония здесь за изучаемый период возросло в среднем с 8 до 20 мкМ/л. На фоне положительного тренда выявлены резкие снижения содержания аммония во время больших балтийских затоков (1993 и 2003 годы) практически до нулевых значений, после которых повышение возобновлялось, достигая и превышая предшествующие спаду значения. Похожие особенности можно наблюдать и на станции ВУ31. Если в 1969 году концентрация аммония составляла 0,6 мкМ/л, то к 2013 году эта величина снизилась до 0,01 мкМ/л. В придонном слое с 1990 по 1999 годы содержание аммония сохранялось на уровне 0–0,2 мкМ/л, в 1999 году количество аммония здесь стало возрастать, достигнув в среднем 7 мкМ/л в 2003 году, после чего произошло снижение концентрации в среднем до 0,2 мкМ/л в 2005 году. После снижения 2005 года, содержание аммония вновь стало увеличиваться, достигнув в среднем 8 мкМ/л в 2013 году.

Заключение

Статистический анализ разнообразной гидрометеорологической информации, полученной в регионе Балтийского моря в XX и начале XXI веков, свидетельствует о значительных изменениях природных условий Балтики в последние десятилетия. С конца 1980-х годов над регионом Балтийского моря началось устойчивое повышение средней температуры воздуха, которое продолжается до настоящего времени. Однако внутренняя структура этого потепления различается между северным и южным регионами моря. Квантильный анализ температуры воздуха свидетельствует, что если над Ботническим, Финским заливами и северной частью открытой Балтики последнее потепление проявляется во временном ходе всех пяти квантилей, то над центральной и юго-западной частями Балтики во временном ходе минимумов в последние десятилетия отмечается понижение температуры воздуха.

К наиболее заметным внутривековым изменениям полей атмосферного давления следует отнести углубление в последние тридцатилетия депрессии Исландского минимума в Норвежском море. Здесь в период 1955–1984 гг. начал формироваться ещё один минимум атмосферного давления, который стал отчётливо выделяться в последнее тридцатилетие. В регионе Балтийского моря, начиная с конца 1930-х до середины 1990-х годов, отчетливо выражена почти линейная тенденция понижения атмосферного давления. После этого периода по настоящее время наметилась относительная стабилизация атмосферного давления с небольшой тенденцией его повышения.

Оценки математического ожидания ветра в регионе Балтийского моря в XX и начале XXI веков, полученные для различных тридцатилетий по данным реанализа метеорологических полей не выявляют значительных климатических изменений ветровых потоков. В поле среднего ветра над морем доминируют юго-западные – западные ветра со скоростями от 0.5– 1.0 м/с в районе Ботнического залива Балтийского моря до 2.0–2.2 м/с над открытой Балтикой. В последнее тридцатилетие (1985–2014 гг.) направление ветра остаётся без изменений по сравнению с предыдущим тридцатилетним периодом, однако заметно увеличение его модуля. Вместе с тем отмечаются внутривековые изменения статистических характеристик ветра над регионом Балтийского моря, проявляющиеся в незначительном увеличении дисперсии в последнее тридцатилетие по сравнению с предыдущими тридцатилетиями. В период 1985–2014 гг. над открытыми частями Балтики отмечается небольшое уменьшение показателя устойчивости ветра r , свидетельствующее о том, что мат. ожидание ветра в этот период росло быстрее его дисперсии.

Спектральный анализ межгодовых колебаний ветра, выполненный с учетом нестационарности процесса, показывает, что до 1960-х годов над Балтикой доминировали по энергетике 5 и 7-годовые коллинеарные изменения ветровых потоков. После этого периода спектральная структура ветра над морем резко изменилась – в спектрах начинают преобладать колебания с периодом 2.3 года.

Изменения в XX и начале XXI веков значений линейного инварианта $I_1(0)(t)_{\text{Grad}Pa}$ тензора дисперсии градиентов атмосферного давления в циклонах для различных точек Балтийского моря выявляют везде значимые положительные линейные тренды, свидетельствующие о выраженной тенденции увеличения их глубины в рассматриваемый период. Однако это усиление циклогенеза в атмосфере над Балтикой происходило не монотонно, а циклически. Периоды этих циклов в изменениях $I_1(0)(t)_{\text{Grad}Pa}$ варьируются от нескольких лет до 20–30 лет. Максимальное уменьшение глубины атмосферных циклонов происходило в 1910-е – 1920-е годы, а их наибольшая интенсивность приходится на конец 1980-х – начало 1990-х годов, после чего над Балтийским морем наметилась тенденция уменьшения глубины циклонов.

Значительные изменения в последние десятилетия наблюдаются в водообмене Балтийского и Северного морей, проявляющиеся в резком сокращении количества больших балтийских затоков.

В восточной части Финского залива в последние десятилетия заметно увеличилась частота опасных и особо опасных подъёмов уровня моря. За последние 30 лет количество наводнений в устье Невы увеличилось в 1.6 раза по сравнению с предшествующим тридцатилетием. Наши эмпирические и теоретические исследования свидетельствуют о том, что эти процессы могут быть связаны с изменениями бароклинных условий Балтийского моря, вызванными глобальным потеплением климата.

В открытой части Балтийского моря в последние десятилетия наблюдаются значимые положительные линейные тренды в изменении температуры воды, – повышение температуры приповерхностного слоя в линейных трендах составило в среднем 1°C (с 7 до 8°C), придонного слоя – в среднем $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. Однако по сравнению с температурой воздуха повышение температуры вод Балтийского моря не выходит за рамки исторического диапазона её инструментальных измерений. По-видимому, увеличение температуры водной поверхности Балтийского моря за счёт составляющих радиационного баланса в последние десятилетия компенсируется усилением процессов, связанных с вертикальной турбулентной диффузией и адвекцией тепла. Солёность приповерхностного слоя моря почти во всей открытой Балтике имеет тенденцию к снижению в среднем на $1\text{--}2\text{‰}$. В районах глубоководных впадин на фоне отрицательных трендов отмечаются периоды с резким повышением солёности, возникающие во время прохождения больших балтийских затоков (1993 и 2003 г.). Содержание кислорода в приповерхностных водах в среднем снизилось на $0,5\text{ мкМ/л}$, а в придонных – в среднем на $1\text{--}2\text{ мкМ/л}$. Для районов глубоководных впадин периоды формирования гипоксидных условий в последние десятилетия заметно увеличились в несколько раз из-за резкого уменьшения частоты больших балтийских затоков. В то же время в рассматриваемый нами период отмечаются редкие, сравнительно краткосрочные увеличения содержания кислорода, приуроченные ко времени прохождения больших затоков 1993 и 2003 годов.

В долгопериодных тенденциях почти всех исследуемых гидрохимических показателей состояния вод поверхностного слоя в районе станций ВУ 2 (южный регион) и ВУ 15 (центральный регион) не отмечается значимых трендов. Здесь наблюдается снижение концентрации нитратов и аммония. В придонном слое на глубине 225-230 метров на станции ВУ 15 отмечаются сравнительно резкие изменения содержания всех исследуемых показателей, приуроченные ко времени прохождения больших балтийских затоков, в периоды отсутствия которых, оценки гидрохимических параметров имеют тенденцию к повыше-

нию. Значимые положительные тренды в изменениях гидрохимических показателей состояния вод в районе станции ВУ31 (на севере центрального района) выявлены для фосфатов – как в приповерхностном, так и в придонном слоях. В последние десятилетия количество силикатов здесь существенно снизилось, а содержание нитратов в среднем почти не изменилось. Разнонаправленные тенденции наблюдаются для приповерхностного и придонного слоёв в изменении содержания аммония. Выявлен значимый отрицательный тренд его изменений на поверхности, в то время как в придонном слое на глубине 395–400 м количество аммония возрастает.

Анализ изменчивости полей уровня в системе Северного и Балтийского морей, полученных на основе спутниковой альтиметрической информации, показывает, что интенсивные затоки североморских вод находят отражение в значительных изменениях поля уровенной поверхности. Перед большими затоками в течение нескольких недель отмечаются резкие перепады уровня между Северным и Балтийским морями, достигающие 50–100 см. Процесс интенсивных затоков североморских вод в Балтийское море сопровождается не только горизонтальными, но и вертикальными движениями, проявляющимися в усилении конвергентных потоков в Северном море и дивергентных – в Балтийском море.

Выраженной особенностью низкочастотной динамики вод Северного и Балтийского морей является её волновая структура. В обоих морях низкочастотные волны с периодами 14–36 суток распространяются с восточной составляющей фазовой скорости вдоль изобат, однако их характеристики значительно отличаются: в южной части Балтики фазовые скорости волн составляют 5 см/с, а длины – 64 км, в то время как в Северном море фазовые скорости и длины волн в несколько раз больше и составляют 12–32 см/с и 307–956 км, соответственно. Сравнение оцененных эмпирических характеристики волн с теоретическим дисперсионным соотношением градиентно-вихревых волн показывает, что выделенные по альтиметрическим данным низкочастотные волны в обоих морях идентифицируются как баротропные топографические волны Россби.

Предполагается, что крайне редкие случаи формирования интенсивных затоков (особенно в последние десятилетия), могут быть связаны с резонансным механизмом их генерации. Резонанс возможен, когда скорости и направление перемещающихся над морем атмосферных циклонов и антициклонов будут равны фазовым скоростям свободных топографических волн Россби. При таких условиях во время резонанса будут генерироваться вынужденные топографические волны Россби, амплитуда которых значительно возрастает, приводя к аномально большому подъёму уровня в Северном море.

Анализ метеорологических условий в периоды, предшествующие формированию больших балтийских затоков в январе 1993 и 2003 гг. показал, что в это время скорости атмосферных циклона и антициклона снижались до скоростей, выделенных нами по альтиметрическим данным в Северном море низкочастотных волн, которые идентифицируются как баротропные топографические волны Россби. Этот результат подтверждает высказанную в этой статье гипотезу о возможном резонансно-волновом механизме генерации больших затоков североморских вод в Балтийское море. Из-за больших различий характеристик низкочастотных волн Балтийского и Северного морей подобный резонанс не может происходить одновременно в обоих морях.

NONSTATIONARITY OF THE HYDROMETEOROLOGICAL PROCESSES IN THE BALTIC SEA AT CLIMATE CHANGING CONDITIONS

*Zakharchuk E.A., Litina E.N., Klevantsov Y.P.,
Sukhachev V.P., Tikhonova N.A.*

The results of statistical analysis of the Baltic Sea meteorological and oceanographic data are presented. Nonstationarity of the processes forming various changes of parameters concerned is taken into account. It is shown that on the basis of increasing of sea water temperature which most of researchers associate with global warming a noticeable change of dynamic processes in the atmosphere over the Baltic sea are indicated during recent decades. Associated changes in water exchange of the Baltic and North seas as well as the increase of number of dangerous level rises in the Gulf of Finland including also evident variations of thermohaline and hydrochemical conditions of the Baltic sea are noted. Physical mechanisms of interannual changes in oceanographic processes are investigated.

Литература

1. Альтшулер В.М. Водообмен через Датские проливы и проблема анализа и расчёта водного баланса Балтийского моря. // Труды ГОИН'а, 1980, вып. 152, с.67-77.
2. Антонов А.Е. Климатология экстраординарных невьских наводнений и их прогнозирование. Санкт-Петербург. Гидрометеиздат. 2001 г., 96 стр.
3. Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Колдунов А.В., Смирнов К.Г., Старицин Д.К., Тихонова Н.А., Фукс В.Р. Опыт использования спутниковой информации для оценки и прогноза биологической и промысловой продуктивности различных районов Мирового океана.// Вопросы промысловой

- океанологии. вып. 7., №1. Москва. Издательство ВНИРО. 2010 г., с. 206 – 225.
4. Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в океане. Монография. Издательство Санкт-Петербургского Государственного университета. 2004, с. 214.
 5. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. т.3. Балтийское море. вып.2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. Под ред. Терзиева Ф.С. и др. - СПб, Гидрометеоздат, 1994.
 6. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. т. 1. – М., Мир, 1971.
 7. Ефимов В.В, Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана. Л.: Гидрометеоздат, 1985 г.- 280 с.
 8. Захарчук Е. А., Кудрявцев А. С., Сухачёв В. Н. О резонансно-волновом механизме больших Балтийских затоков.// Метеорология и гидрология № 2, 2014. с. 56- 68.
 9. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А. О пространственно-временной структуре и механизмах формирования невских наводнений.// Метеорология и гидрология. №8, 2011 с. 54 - 64.
 10. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. О влиянии межгодовой изменчивости характеристик атмосферных циклонов на частоту опасных подъёмов уровня моря на востоке Финского залива. Проблемы Арктики и Антарктики. - №3 (101), 2014, - с. 27-36.
 11. Захарчук А.Е., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. О причинах увеличения частоты невских наводнений в последние десятилетия.// Метеорология и гидрология. - № 1, 2015. - с. 86 – 95.
 12. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Ленинград, Гидрометеоздат. 1987, 512 с.
 13. Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня моря. Л.: Гидрометеоздат. - 1971. - 238 с.
 14. Ле Блон и Майсек, Волны в океане. 1 том. М.: "Мир". – 1981. - 480 с.
 15. Лукин А.А. Типизация штормовых циклонов, вызывающих опасное волнение в Северной Атлантике.//Труды Гидрометцентра РФ, вып. 345. Гидрометеорологические прогнозы. 2011, с. 37 – 50.
 16. Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скоростей течений и ветра. Под ред. Рожкова В.А. Л.: Гидрометеоздат, 1984, - 61 с.
 17. Монин А.С. Классификация нестационарных процессов в океане.// Изв. АН СССР, ФАО, - № 7, - 1972. – с. 26 – 30.

18. Педлоски Дж. Геофизическая гидродинамика. Пер. с англ.- М.: Мир, 1984. – 811с.
19. Рожков В.А. Теория вероятностей случайных событий, величин и функций с гидрометеорологическими примерами, СПб: - 1996 г.- 312с.
20. Руководство по расчёту элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. / Под. ред. Байдина С.С. и др. – Гидрометеоздат, 1973.
21. Тареев Б.А. Динамика бароклинных возмущений в океане. М.: Изд. МГУ,- 1974. - 187 с.
22. Тихонова Н.А., Сухачёв В.Н. Волновая интерпретация больших балтийских затоков.// *Метеорология и гидрология*, № 4, 2017. с. 67-79.
23. Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в Балтийском море. // *Метеорология и гидрология*. № 9, 2005, с.63 – 68.
24. Bjornsson H., Venegas S.A. A Manual for EOF and SVD Analyses of Climatic Data, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences and Center for Climate and Global Change Research, Mc Gill University, 1997.
25. Dickson R.R. The prediction of major Baltic inflows. // *Dtsch. hydrogr. Z.*, 1973, vol. 26, pp. 97-105.
26. Dutton A., Carlson A. E. , Long A.J., Milne G.A., Clark P.U., R., Horton B.P., S., Raymo M.E.. Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science*. 10 July 2015: Vol. 349 no. 6244
27. Feistel R., Nausch G., Heene T., Piechura J., Hagen E. Evidence of a warm water inflow into the Baltic Proper in summer 2003.// *Oceanologia*, No. 46, 2004, pp. 581-598.
28. Fischer H. and Matthaus W. The importance of the Drogden Sill in the sound for major Baltic inflows. // *J. Mar. Res.*,1996, vol. 9, pp. 137-157.
29. Gräwe U., Friedland R., Burchard H. The future of the western Baltic Sea: two possible scenarios.// *Ocean Dynamics*, August 2013, Volume 63, Issue 8, pp. 901-921.
30. Hordoir R, Meier HEM (2010) Freshwater fluxes in the Baltic Sea: a model study. // *J. Geophys. Res.* - 115(C8):C08,028
31. Le Traon P.Y. From satellite altimetry to Argo and operational oceanography: three revolutions in oceanography. // *Ocean Science*.- 2013, No 9, pp. 901–915
32. Lepparanta M. and Myrberg K. *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. Springer/Praxis, Chichester, U.K. 2009. 378 pp.
33. Madsen K. S., Hojerslev N.K. Long-term temperature and salinity records from the Baltic Sea transition zone.// *Boreal Environment Research*. 14, 2009, p. 125 – 131.

34. Matthaus W. the History of Investigation of Salt Water Inflows into the Baltic Sea – from the Early Beginning to Recent Results./Marine Science Reports No. 65. – Rostock-Warnemunde, Germany, Baltic Sea Res. Institute (IOW), 2006, 73 p.
35. Matthaus W. and Franck H. Is the positive salinity anomaly in the Kattegat deep water a necessary precondition for major Baltic inflows? // Gerlands Beitr. Geohys., 1989, vol. 9, pp. 332-343.
36. Meier H. E. M., Doscher R., Broman B., Piechura J. The Major Baltic Inflow in January 2003 and preconditioning by smaller inflows in summer/autumn 2002: A model study.// Oceanologia, No. 46, 2004, pp. 557-579.
37. Mohrholz V., Naumann M., Nausch G., Kruger S., Grawe U. Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation. // Journal of Marine Systems 148 (2015) - Leibniz-Institute for Baltic Sea Research Warnemünde, Germany, pp. 152–166.
38. Reißmann, J.H., Burchard, H., Feistel, R., Hagen, E., Lass, H.U., Mohrholz, V., Nausch, G., Umlauf, L., Wiczorek, G., 2009. Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication — a review.// Prog. Oceanogr. 82, 47–80.
39. Sellschopp, J., Arneborg, L., Knoll, M., Fiekas, V., Gerdes, F., Burchard, H., Lass, H.U., Mohrholz, V., Umlauf, L., 2006. Direct observations of a medium-intensity inflow into the Baltic Sea.// Cont. Shelf Res. 26, 2393–2414.
40. Wyrтки K. Der grosse Salzeinbruch in die Ostsee in November und December 1951. – Kiel. // Meeresforsch., 1954, vol. 1, No. 10, - pp.19-25.

О КВАЗИСТАЦИОНАРНОМ АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОМ ВИХРЕ НАД НЬЮФАУНДЛЕНДСКОЙ КОТЛОВИНОЙ

Никитин О.П.

Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова

Представлена карта средних течений на глубине 15 м в области дельты Гольфстрима, рассчитанная по данным дрейферных наблюдений за период 1989–2016 гг. В этой области Гольфстрим ветвится и образует квазистационарные меандры и вихри. Дано описание наиболее крупного квазистационарного антициклонического вихря, располагающегося над Ньюфаундлендской котловиной. Показано значительное влияние топографии дна на течения в рассматриваемой области.

Впервые на наличие антициклонического круговорота вод над Ньюфаундлендской котловиной было указано в статье В.М.Грузинова [4], в которой на основе данных океанографических исследований, полученных в период Международного Геофизического Года, были рассмотрены геострофические течения зоны субполярного фронта северной части Атлантического океана. В этой статье представлены карты динамической топографии поверхности 100 децибар (дб), рассчитанные от поверхностей 1200 и 1500 дб по данным квазисинхронных гидрологических разрезов, которые были выполнены в марте-апреле и августе-сентябре 1958 г. исследовательскими судами «Михаил Ломоносов», «Anton Dohrn» и «Gauss» в обширной области Северной Атлантики от Ньюфаундленда до Исландии. На картах, построенных для весны 1958 г., в юго-западной части этой области, в районе к юго-востоку от о-ва Ньюфаундленд, в зоне Северо-Атлантического течения (САТ) хорошо виден замкнутый антициклонический круговорот синоптического масштаба. На карте динамической топографии, построенной для августа-сентября 1958 г., на месте круговорота наблюдается значительное разрежение изолиний.

Гидрологические данные, полученные в этой совместной международной экспедиции 1958 г. на судне «Михаил Ломоносов», который выполнял разрезы к востоку от о-ва Ньюфаундленд (в частности, в районе круговорота [8,10]; немецкие суда «Anton Dohrn» и «Gauss» выполняли разрезы в основном вне этого района [18]), были использованы И.В. Приваловой и А.Н. Сериковым [9] для расчета динамических карт течений на поверхности океана. Эти карты подтвердили наличие антициклонического круговорота вод в районе к юго-востоку от о-ва Ньюфаундленд, хорошо выраженного весной и ослабленного в конце лета – начале осени 1958 г.

В статье Манна (С.Р. Mann) [23] представлена схема разделения Гольфстрима на две ветви в районе $38,5^{\circ}$ с.ш., 44° з.д., построенная на основе данных, полученных в апреле-июне 1963 г. и в июне-июле 1964 г. в двух рейсах канадского гидрографического судна «Vaffin» в районе между о-вом Ньюфаундленд и Азорскими островами. Для указанных периодов времени в статье приведены две карты динамической топографии поверхности океана, рассчитанные от поверхности 2000 дб. Согласно картам, в эти периоды времени над Ньюфаундлендской котловиной к северо-востоку от точки ветвления располагался антициклонический вихрь с центром около 42° с.ш., 42° з.д.

В период канадско-американской трехсудовой экспедиции в апреле-июне 1972 г. была выполнена подробная гидрологическая съемка области между Большой Ньюфаундлендской банкой и Срединно-Атлантическим хребтом [14]. Построенная карта динамической топографии поверхности океана (относительно поверхности 2000 дб) показала, что разделение Гольфстрима на две ветви происходило в районе $40-41^{\circ}$ с.ш., $46-48^{\circ}$ з.д. над подводным Ньюфаундлендским хребтом, который простирается на юго-восток от Большой Ньюфаундлендской банки. Была подтверждена схема Манна, согласно которой направленная на север вдоль изобат мощная ветвь Гольфстрима представляет собой верховье САТ. Направленная на юг менее мощная ветвь Гольфстрима согласно [14] порождает течение, которое впоследствии стали называть Азорским. Между этими ветвями над Ньюфаундлендской котловиной был зафиксирован антициклонический вихрь размером около 250–300 км с центром в точке $41,3^{\circ}$ с.ш., 43° з.д. Инструментальные наблюдения за течениями, проведенные в этой экспедиции с помощью придонных буйковых станций, показали, что антициклоническая циркуляция в котловине наблюдалась даже вблизи дна (~ 4700 м).

Начиная с февраля 1981 г., антициклонический вихрь над котловиной неизменно фиксировался во время многочисленных экспедиций судов ГОИН по программе «Разрезы» в Ньюфаундлендскую энергоактивную зону (с 1981 по 1984 г. было выполнено 22 съемки) [2]. В публикациях Е.И. Баранова [1, 2], обобщившего результаты исследований по 1984 г., было констатировано, что рассматриваемый антициклонический вихрь является перманентной особенностью циркуляции вод в этой зоне. В русскоязычной литературе этот Ньюфаундлендский квазистационарный антициклонический вихрь приобрел название КСАВ, а в англоязычной литературе со временем его начали называть вихрем Манна [13, 15, 17, 19, 22, 24, 25, 28–31].

Согласно картам динамической топографии поверхности океана, построенным по данным гидрологических съемок, которые были выполнены в период с 1958 по 1984 г., КСАВ имеет эллипсоидную форму со средними размерами 127x152 миль [1, 2] (по-видимому, имелись в виду полуоси эллипса). Средне-

многолетнее положение центра КСАВ соответствует точке с координатами 42°28' с.ш., 43°42' з.д. Перемещения центра КСАВ от съемки к съемке происходили в эллипсе с осями 130 и 180 миль.

По данным измерений в центре КСАВ наблюдается значительное опускание термоклина [2, 10, 23, 29]. В [3] был сделан вывод о том, что вертикальные движения в КСАВ «закачивают» теплые поверхностные воды на большие глубины, формируя глубоководные тепловые аномалии. Согласно [16], области КСАВ соответствует локальный максимум потока тепла из океана в атмосферу в Северной Атлантике (по данным за период 1880–2007 гг.). В [19] было констатировано, что вихрь Манна (КСАВ) участвует в формировании Азорского фронта, перенося на своей восточной периферии охлажденные воды на юг. В [31] было сделано предположение, что при усилении Атлантической меридиональной циркуляции (Atlantic Meridional Overturning Circulation) вихрь Манна ослабевает.

В настоящей статье представлены результаты расчетов приповерхностных течений в районе КСАВ, основанные на многолетних данных дрейфующих океанографических буев стандарта SVP [21]. Такие отслеживаемые со спутников буи-дрифтеры имеют небольшой поверхностный поплавок с термистором и трансмиттером (для передачи данных посредством спутниковой системы связи), а также подвешенный к поплавку на тросе подводный парус-драгун-якорь в виде цилиндра высотой в несколько метров с центром на глубине 15 м. В рассматриваемом районе океана дрейфтерные измерения течений и температуры воды проводятся на постоянной основе с 1989 г. в рамках Глобальной дрейфтерной программы – GDP [21].

На Рис. 1 представлена средняя циркуляция вод в области дельты Гольфстрима, рассчитанная по дрейфтерным данным, полученным с сайта GDP. В случаях потери дрейфтерами подводного паруса после момента потери данные о скорости течения браковались. Всего после редакции были использованы данные 1073 дрейфтеров, дрейфовавших в рассматриваемой области с декабря 1989 г. по сентябрь 2016 г. Редакция данных и вычисления выполнялись с помощью компьютерной системы, описанной в [6, 26, 27].

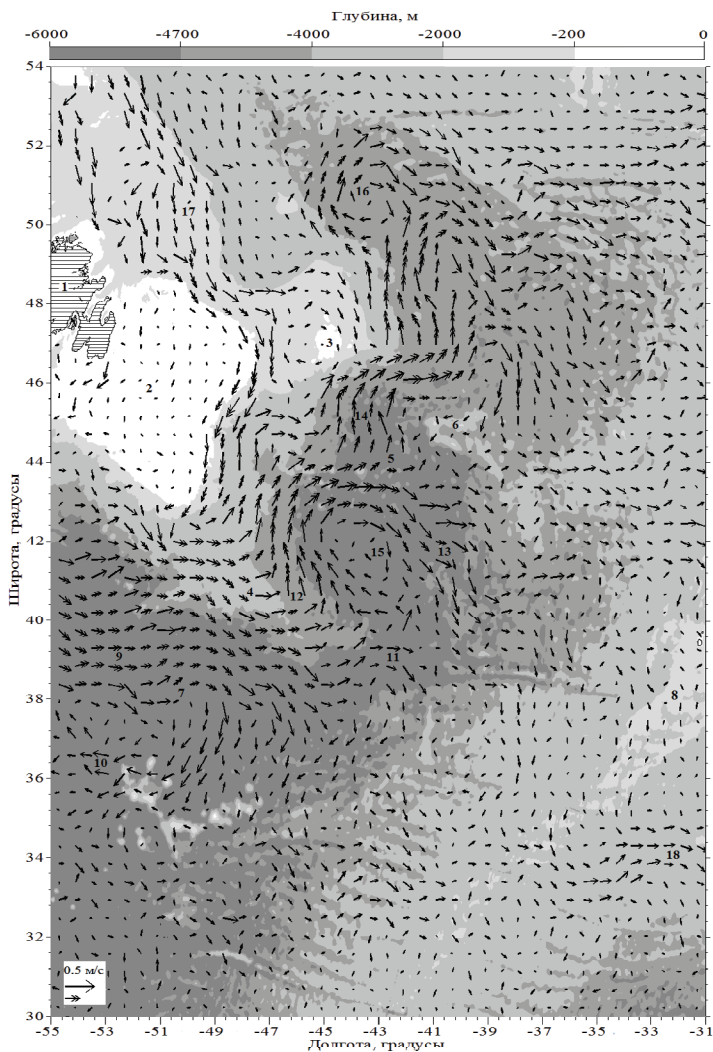


Рис. 1. Векторы скорости средних течений на глубине 15 м в области дельты Гольф-стрима. Построены по дрейферным данным о компонентах скорости фактических течений, осредненных за период 1989–2016 гг. и по ячейкам сетки с шагами $0,6^\circ$ по долготе и $0,45^\circ$ по широте. Шкала глубин размещена над картой. Масштабные векторы – в левом нижнем углу. Векторы с двумя головками имеют вдвое меньший масштаб и соответствуют течениям со скоростями более 30 см/с.

Цифрами указаны: 1 – о-в Ньюфаундленд, 2 – Большая Ньюфаундлендская банка, 3 – банка Флемиш-Кап, 4 – Ньюфаундлендский хребет, 5 – Ньюфаундлендская котловина, 6 – подводные горы Милна, 7 – котловина Сом, 8 – Срединно-Атлантический хребет, 9 – Гольфстрим, 10 – рециркуляция Гольфстрима, 11 – южная ветвь Гольфстрима, 12 – верховье Северо-Атлантического течения (САТ), 13 – южная ветвь САТ, 14 – северная ветвь САТ, 15 – КСАВ, 16 – КСАВ-2, 17 – Лабрадорское течение, 18 – Азорское течение.

Для вычисления средних течений в узлах расчетной сетки был использован следующий метод. С целью подавления временной неравномерности дрейферных измерений заданный многолетний интервал времени (1989–2016 гг.) был поделен на месячные отрезки, внутри каждого из которых для каждой ячейки сетки было проведено первоначальное пространственно-временное покомпонентное осреднение значений вектора скорости течения, полученных дрейферными измерениями. Далее для каждой ячейки полученные для разных лет среднемесячные значения компонент вектора скорости были осреднены по числу лет соответственно для каждого из двенадцати календарных месяцев. Среднемноголетние среднегодовые значения компонент вектора скорости для каждого узла сетки, являющегося центром соответствующей ячейки, были определены как среднее от полученных двенадцати среднемноголетних среднемесячных значений. Ячейки расчетной сетки с выбранными шагами $0,6^\circ$ по долготе и $0,45^\circ$ по широте соответствуют на широте 42° квадрату со сторонами около 50 км.

Согласно Рис. 1, Гольфстрим в среднем следует с запада на восток в виде компактного потока примерно до 48° з.д., где происходит его разветвление. На юг от Гольфстрима отделяется ветвь, которая приводит к рециркуляции Гольфстрима в котловине Сом (Sohm) с глубинами более 5000 м. После пересечения подводного Ньюфаундлендского хребта большая часть вод Гольфстрима круто поворачивает на север, образуя верховье САТ, а меньшая часть, называемая в [28] южной ветвью Гольфстрима, простирается до 41° з.д. В широтной полосе $32\text{--}35^\circ$ с.ш. формируется Азорское течение, следующее на восток примерно вдоль 34° с.ш. Движущиеся с северо-запада ветви холодного Лабрадорского течения, огибая Большую Ньюфаундлендскую банку, а также банку Флемиш-Кап, встречаются с теплыми водами Гольфстрима/САТ и образуют фронтальные зоны. Вокруг банки Флемиш-Кап видна антициклоническая циркуляция вод. Интересно, что мелководные банки огибаются, а не покрываются ветвями Лабрадорского течения.

Важно отметить, что достоверность представленной на Рис. 1 карты течений, рассчитанной по дрейферным данным, подтверждается довольно хорошим соответствием этой карты карте модельных среднемноголетних североатлантических течений на глубинах 20 и 30 м, рассчитанных с использованием совсем других данных – данных профилирующих буев Арго за период 2005–2014 гг. [5, 11].

Рис. 1 показывает, что САТ на протяжении от 40 до 53° с.ш. ветвится и образует замкнутые и полузамкнутые антициклонические циркуляции вод над котловиной. Над южной глубоководной частью Ньюфаундлендской котловины (с глубинами от 4700 до 5000 м) располагается КСАВ. Его центр соответствует точке с координатами 42° с.ш., 44° з.д., что приблизительно совпадает со среднемноголетним положением центра КСАВ, определенным по данным гидрологических съемок [2]. Если оценивать размер КСАВ как удвоенное расстояние от его центра к его южной оконечности (где направленное на запад течение в КСАВ граничит с южной ветвью Гольфстрима, направленной в противоположную сторону), то он (диаметр) составляет примерно 450 км. В [24] приведены оценки размера вихря Манна (КСАВ) по данным температурных разрезов через него в августе 1993 г. и в ноябре 1994 г., составившие от 370 до 580 км.

В районе Ньюфаундлендских подводных гор (Newfoundland Seamounts), которые располагаются в полосе от 43 до 44° с. ш. (и возвышаются до 2000 м над средней глубиной дна в их окрестности, при этом их вершины располагаются примерно на 2500 м ниже поверхности океана), происходит разветвление САТ на условно южную и северную ветви. КСАВ располагается внутри крупного антициклонического стационарного меандра южной ветви САТ и слит с нею. Средние по ячейке $0,6^{\circ} \times 0,45^{\circ}$ скорости течения на 15 м на южной периферии КСАВ не превышают 23 см/с. Средние скорости течения в меандре, обрамляющем КСАВ с запада и с севера, значительно выше, достигая 67 см/с в ячейке с центром в узле с координатами 43,36° с.ш., 44,50° з.д. Представляется, что причиной образования и поддержания КСАВ является скоростной поток в рассматриваемом антициклоническом меандре САТ, который закручивает по часовой стрелке воды, находящиеся над котловиной.

Черда Ньюфаундлендских подводных гор отделяет меандр южной ветви САТ от расположенного севернее антициклонического меандра северной ветви САТ, которая ускоряется до 66 см/с (в среднем по ячейке сетки), проходя сужение в Ньюфаундлендской котловине между банкой Флемиш-Кап и подводными горами Милна (Milne Seamounts).

В окрестности широт 47 и 50° от северной ветви САТ отделяются другие ветви, образующие антициклонические меандры несколько меньшего размера, чем меандр вокруг КСАВ. В районе 52° с. ш. северная ветвь САТ круто поворачивает на восток и юго-восток (так называемый Северо-западный угол [20]). В этом углу в окрестности точки с координатами 50,5° с.ш., 43,5° з.д. располагается антициклонический круговорот, который условно назовем КСАВ-2.

К западу от подводных гор Милна на Рис. 1 виден антициклонический круговорот сравнительно небольшого размера (с диаметром ~ 100 км) с центром в точке с координатами 45° с.ш., 41,5° з.д., который назовем КСАВ-3.

На наличие отмеченных квазистационарных антициклонических круговоротов (КСАВ-2 и КСАВ-3) наряду с вихрем Манна (КСАВ) в рассматриваемой области океана ранее указывали авторы [12, 15, 17, 20, 28–30], использовавшие для анализа данные поплавков нейтральной плавучести RAFOS, дрейфтеров с парусами на глубинах 15 и 150 м, данные гидрологических съемок и измерений на заякоренных буйковых станциях. Многомесячные (8.5 месяцев) прямые измерения скорости течений в Северо-западном углу на 4-х заякоренных буйковых станциях на 4-х горизонтах примерно от 250 до 3600 м показали высокую степень однонаправленности векторов скорости на всех горизонтах в ядре САТ. Средние по записям скорости течения в ядре САТ составили на верхнем горизонте примерно 35 см/с, а на нижнем – 15 см/с [20].

Согласно Рис. 1, все меандры САТ и вихри внутри них, определенные по данным дрейфтерных наблюдений на глубине 15 м, соответствуют области глубоководной котловины с глубинами более 4000 м. По-видимому, повсеместно над Ньюфаундлендской котловиной течения в меандрах охватывают всю толщу океана от поверхности до дна. При этом наблюдается своего рода западная интенсификация течений – приуроченность полосы повышенных скоростей САТ западной границе котловины. Интересно также то, что средние скорости течений в меандрах САТ превосходят средние скорости в Гольфстриме до пересечения им подводного Ньюфаундлендского хребта.

Еще со времен Экмана теоретически было показано, что в северном полушарии при уменьшении глубины геострофическое течение отклоняется направо, а при увеличении глубины – налево. Этим механизмом было объяснено образование циклонического квазистационарного меандра Гольфстрима/САТ над подводным Ньюфаундлендским хребтом [2]: при пересечении хребта Гольфстрим сначала отклоняется к югу, поскольку глубины уменьшаются, а после прохождения хребта поворачивает на север, поскольку глубины увеличиваются (Рис. 1). Этим механизмом можно объяснить также образование всех квазистационарных ветвей САТ в Ньюфаундлендской котловине, в частности, южной ветви САТ, в меандре которой располагается КСАВ. Ответвление южной ветви происходит из-за того, что САТ, текущее вдоль изобат в северном направлении, встречает на своем пути преграду в виде Ньюфаундлендских подводных гор.

С целью оценки степени стационарности меандров САТ и вихрей над Ньюфаундлендской котловиной, были выполнены расчеты приповерхностных течений с осреднением дрейфтерных данных за «половинные» периоды времени – с 1989 по 2002 гг. и с 2003 по 2016 гг. Сравнение карт течений, соответствующих этим периодам, показало на неизменность количества и положения основных ветвей и меандров САТ в рассматриваемом районе океана в период времени с 1989 по 2016 гг. Изменения произошли в областях круговоротов. В

период с 1989 по 2002 гг. помимо КСАВ, КСАВ-2 и КСАВ-3 отчетливо проявился антициклонический круговорот в меандре ветви САТ вокруг точки с координатами 49° с.ш., $40,5^{\circ}$ з.д., который назовем КСАВ-4 (он хорошо виден также на картах течений, построенных по данным поплавков нейтральной плавучести RAFOS [15, 30]). Однако согласно карте, построенной для периода с 2003 по 2016 гг., все антициклонические циркуляции, соответствующие КСАВ - КСАВ-4 внутри меандров ветвей САТ, оказались незамкнутыми и поэтому перечисленные вихри не были выражены. Средние по ячейкам скорости течения в меандре южной ветви САТ вокруг КСАВ в период с 2003 по 2016 гг. были заметно ниже, чем в период с 1989 по 2002 гг. Таким образом, в верхнем слое океана КСАВ и другие упомянутые круговороты не являются перманентными структурами циркуляции вод над Ньюфаундлендской котловиной.

Роль топографии дна в рассматриваемом районе океана велика. Очевидно, ее влияние на изображенные на Рис. 1 антициклонические циркуляции вдоль восточной периферии Большой Ньюфаундлендской банки и вокруг банки Флемиш-Кап, а также на САТ, перемещающуюся в северном направлении вдоль изобаты 4000 м. Что касается КСАВ, то его генерация и поддержание зависят в первую очередь от гидродинамических характеристик Гольфстрима, натекающего поверх подводного Ньюфаундлендского хребта на Ньюфаундлендскую глубоководную котловину. Согласно данным гидрологических съемок, при максимальном развитии циклонического квазистационарного меандра Гольфстрима/САТ в районе Ньюфаундлендского хребта происходило уменьшение площади КСАВ и одновременно увеличение его интенсивности [2]. Поэтому следует ожидать, что при уменьшении средней скорости Гольфстрима над Ньюфаундлендским хребтом КСАВ будет ослабевать вплоть до исчезновения. Несомненна роль Ньюфаундлендской котловины в удержании КСАВ и других круговоротов. При отсутствии котловины, а также, вероятно, Ньюфаундлендского хребта КСАВ в случае его формирования (например, в результате бароклинной неустойчивости [7]) начал бы перемещаться в юго-западном направлении наподобие рингов, образующихся из меандров Гольфстрима.

ON THE QUASI-STATIONARY ANTICYCLONIC EDDY OVER THE NEWFOUNDLAND BASIN

Nikitin O.P.

A map of average currents at the depth of 15 m in the area of the Gulf Stream delta, calculated from the data of drifter observations for the period 1989–2016 is presented. In this area the Gulf Stream branches and forms quasi-stationary mean-

ders and eddies. A description is given of the largest quasi-stationary anticyclonic eddy, located above the Newfoundland basin. A considerable influence of the bottom topography on the currents in the considered area is shown.

Литература

1. Баранов Е.И. Квазистационарный антициклонический вихрь и его роль в формировании Ньюфаундлендской энергоактивной зоны // Метеорология и гидрология, 1984, № 10, с. 87-93.
2. Баранов Е.И. Структура и динамика вод системы Гольфстрима. М.: Гидрометеиздат, 1988, 252 с.
3. Баранов Е.И., Колинко А.В., Регентовский В.С. Гидрологическая структура и термодинамика вод Ньюфаундлендской энергоактивной зоны // Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы и формирование гидрофизических полей / Ред. Лаппо С.С. М.: Гидрометеиздат, 1989, с. 102-108.
4. Грузинов В. М. Геострофические течения зоны субполярного фронта северной части Атлантического океана // Океанология, 1964, т. 4, вып. 2, с. 243-248.
5. Лебедев К.В., Саркисян А.С., Никитин О.П. Анализ поверхностной циркуляции Северной Атлантики, полученной тремя различными методами (дрифтеры, модельные расчеты по данным WOA-09 и АРГО) // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2016, т. 52, № 4, с. 465–474.
6. Никитин О.П., Касьянов С.Ю., Музыка Г.В. Компьютерная информационно-справочная система «Поверхностные течения Мирового океана» // Труды ГОИН'а, 2005, вып. 209, с. 75-89.
7. Никитин О.П., Тареев Б.А. Меандры Гольфстрима как следствие бароклинной неустойчивости в простой двухслойной модели // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, № 9, с. 973-980.
8. Пономаренко Г.П. Изучение Северо-Атлантического течения по материалам МГТ // Тр. Морск. гидрофиз. ин-та, 1963, т. XXVIII, с. 112-123.
9. Привалова И. В., Сериков А. Н. Геострофические течения в центральной части Северной Атлантики // В кн.: Гидрофизические и гидрохимические исследования. Киев, Наукова думка, 1965, с. 46-53.
10. Результаты гидрофизических наблюдений в северной части Атлантического океана на НИС «Михаил Ломоносов» в 1957-1958 гг. // Тр. Морск. гидрофиз. ин-та, 1962, т. XXI, с. 3-530.
11. Саркисян А.С., Никитин О.П., Лебедев К.В. Физические характеристики Гольфстрима, как индикатор качества моделирования циркуляции Миро-

- вого океана // Доклады Академии наук // ДАН РАН, 2016, т. 471, №5, с. 595-598.
12. Caniaux G., Prieur L., Giordani H., Hernandez F., Eymard L. Observation of the circulation in the Newfoundland Basin in winter 1997 // *J. Phys. Oceanogr.*, 2001, v.31, p. 689-710.
 13. Carr M.E., Rossby H.T. Pathways of the North Atlantic Current from surfaced drifters and subsurface floats // *J. Geophys. Res.*, 2001, v.106, no. C3, p. 4405-4419.
 14. Clarke R.A., Hill H.W., Reiniger R.F., Warren B.A. Current system south and east of the Grand Banks of Newfoundland // *J. Phys. Oceanogr.*, 1980, v. 10, p. 25-65.
 15. Dutkiewicz S., Rothstein L., Rossby T. Pathways of cross-frontal exchange in the North Atlantic Current // *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, no. C11, p. 26917-26928.
 16. Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., Park W., Koltermann K.P. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales // *Nature*, 2013, v. 499, p. 464-467.
 17. Kearns E.J., Rossby H. T. Historical position of the North Atlantic Current // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, no. C8, p. 15509-15524.
 18. Koslowski G. Über die Strömungsverhältnisse und den Volumentransport im Nordatlantischen Ozean zwischen Kap Farvel und der Flämischen Kappe im Spätwinter und Spätsommer 1958 // *Deutsche Hydr. Z.*, 1960, jahrg. 13, h. 6, s. 269-282.
 19. Krauss W., Kase R.H., Hinrichsen H.H. The branching of the Gulf Stream southeast of the Grand Banks // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p.13089–13103.
 20. Lazier J.R.N. Observations in the Northwest Corner of the North Atlantic Current // *J. Phys. Oceanogr.*, 1994, v. 24, no. 7, p.1449-1463.
 21. Lumpkin R., Pazos M. Measuring surface currents with Surface Velocity Program drifters: The instrument, its data and some recent results // *Lagrangian Analysis and Prediction of Coastal and Ocean Dynamics* / Ed. Griffa A. et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2007, chap. 2, p. 39–67.
 22. Luo Y., Zhang H.M., Prater M.D., Rothstein L.M. Warm water pathways, transports, and transformations in the northwestern North Atlantic and their modification by cold air outbreaks // *J. Geophys. Res.*, 2003, v.108, no. C4, p. 26-1 – 26-16.
 23. Mann C. R. The termination of the Gulf Stream and the beginning of the North Atlantic Current // *Deep Sea Res.*, 1967, v. 14, p. 337– 359.
 24. Meinen C.S., Watts D.R. Vertical structure and transport on a transect across the North Atlantic Current near 42°N: Time series and mean // *J. Geophys. Res.*, 2000, v.105, no. C9, p. 21869-21891.

25. Meinen C.S. Structure of the North Atlantic current in stream-coordinates and the circulation in the Newfoundland basin // *Deep Sea Res.*, 2001, v. 48, p. 1553-1580.
26. Nikitin O.P., Kasyanov S.Y., Muzyka G.V. World ocean surface currents visualization software // *Proceedings of the 3rd International workshop on computer science and information technologies CSIT'2001, Ufa, Russia, 2001*, v. 2, p. 32-41.
27. Nikitin O.P. Storage, processing and visualization data system of drifter observations of surface currents in the World Ocean // *Russ. J. Earth. Sci.*, 2012, v. 12, no. 5, ES5002, 7 p.
28. Reverdin G., Niiler P., Valdimarsson H. North Atlantic Ocean surface currents // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108(C1), no. 3002, p. 2.1–2.21.
29. Rossby T. The North Atlantic Current and surrounding waters: at the crossroads // *Reviews of Geophysics*, 1996, v. 34, no. 4, p. 463-481.
30. Smith R.D., Maltrud M.E., Bryan F.O., Hecht M.W. Numerical simulation of the North Atlantic Ocean at $1/10^\circ$ // *J. Phys. Oceanogr.*, 2000, v. 30, p. 1532–1561.
31. Tulloch R., Marshall J. Exploring Mechanisms of Variability and Predictability of Atlantic Meridional Overturning Circulation in Two Coupled Climate Models // *Journal of Climate*, 2012, v. 25, p. 4067-4080.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ АЗОВСКОГО МОРЯ И ОСОБЕННОСТИ ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ НАГОНОВ В ТАГАНРОГСКОМ ЗАЛИВЕ

Дианский Н.А.^{1,2)}, Фомин В.В.^{1,3)}

1) Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова (ГОИН);

2) Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ);

3) Институт вычислительной математики (ИВМ) РАН.

В результате прохождения 24.03.2013 г. мощного циклона над южной частью Европейской территории России, способствовавшего формированию сильного юго-западного ветра со скоростями до 22 м/с в Азовском море, образовалась нагонная волна, что привело к формированию экстремального нагона в Таганрогском заливе и в устье р. Дон. С помощью численного моделирования было проведено воспроизведение этого экстремального нагона с целью изучения особенностей формирования и выявления требований к точности воспроизведения атмосферной и морской циркуляции в акватории Азовского моря. Для этого на основе модели морской циркуляции INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), основанной на полных уравнениях морской гидротермодинамики, были реализованы версии модели Азовского моря с пространственным разрешением 4 км, 1 км и 250 м. Для задания реального атмосферного форсинга над Азовским морем использовались два типа данных: реанализ ERA-Interim с пространственным разрешением 0.75° и результаты расчетов по региональной модели атмосферной циркуляции WRF (Weather Research and Forecast Model) с пространственным разрешением 10 км. При этом для модели WRF были произведены расчеты с 3-мя типами исходных данных: Era-Interim, CFSR (The Climate Forecast System Reanalysis) и FNL (Final Operational Global Analysis data). Главными факторами атмосферного форсинга, формирующего экстремальные морские нагоны являются ветер и давление на уровне моря. Поэтому от качества расчета атмосферного воздействия зависит и качество расчета нагонов в Азовском море в большей мере, чем от пространственного разрешения модели морской циркуляции. Было показано, что расчёт атмосферного воздействия с высоким пространственным разрешением по негидростатической модели WRF позволяет воспроизводить экстремальный нагон с более высокой точностью, чем с помощью глобальных атмосферных реанализов с более грубым пространственным разрешением, выполненных с помощью гидростатических моделей. При этом качество воспроизведения неэкстремальных колебаний уровня моря не так сильно зависит от используемых типов атмосферного воздействия как для экстремальных. Результаты расчёта штормового нагона 2014 г. показали, что, в отличие от нагона 2013 г., для его максимума обнаруживается переоценка чуть ли не на 0.5 м. По-видимому, главная причина этого заключается в том, что шторм 2014 г. привёл к существенно большему, почти на 0,5 м нагону, чем в 2013 г. Поэтому эффекты затопления, ограничивающие повышение уровня моря, должны быть для экстремального

шторма 2014 г. более существенны, чем для шторма 2013 г. Поскольку в настоящее время модель INMOM не учитывает эффекты затопления/осушения, то это и могло привести к переоценке максимального повышения уровня моря в период нагона сентября 2014 г.

Введение

Азовское море имеет важное хозяйственное значение, обусловленное наличием прибрежных городов и поселений, интенсивного судоходства, развитого рыболовства и рекреационного потенциала. Поэтому прогностические расчеты экстремальных штормов здесь имеют важное значение. При этом главный фактор штормового воздействия на условия хозяйственной деятельности – это сгонно-нагонные изменения уровня Азовского моря. Современным способом их расчета является численное моделирование, которое уже достигло высокого уровня оправдываемости для Азовского моря (Попов, Лобов, 2016, Филиппов, 2012). Несмотря на это еще остаются вопросы по точности расчетов и определения способов ее повышения. Качество численного моделирования зависит от множества факторов, в первую очередь от методов расчета атмосферного воздействия, особенностей используемой модели морской гидротермодинамики, ее физических параметризаций и пространственного разрешения. Исследованию этих вопросов и посвящена настоящая статья, которая основывается на воспроизведении самых экстремальных нагонов, произошедших 24.03.2013 и 24.09.2014. При этом главное внимание уделяется нагону 2013 г., поэтому приведем здесь краткое описание этого шторма – как опасного явления (ОЯ) – согласно отчету Северокавказского УГМС.

В результате прохождения мощного циклона над южной частью ЕТР (Европейской территории России) и усиления юго-западного ветра в Азовском море образовалась нагонная волна, направленная к устью р. Дон. Ветровой нагон вызвал повышение уровня воды в восточной части Таганрогского залива и в устье р. Дон. По величине максимальных уровней у г. Азова и г. Таганрога это ОЯ стоит на втором месте после сильнейшего исторического нагона 1997 г. в ряду наблюдений за 1881–2013 гг.

Ветровому нагону предшествовал небольшой сгон воды с 21 по 24 марта с достижением 22 марта минимального уровня у Азова 435 см и у Таганрога 444 см над «0» поста. До возникновения нагона отмечалось падение атмосферного давления до 994,1 мб в г. Азове и 994,3 мб в г. Таганроге (на уровне моря) в одно и то же время – 8.00 мск 23 марта и смена направления ветра с восточного на южное, а затем на юго-западное, в 20.00 в Таганроге и в 21:00 мск 23 марта в Азове.

Уровень воды в рукаве Старый Дон у г. Азова начал расти после 20:00 мск 23 марта с отметки 480 см со скоростью от 10 до 15 см/ч и достиг отметки неблагоприятного явления (НЯ) 610 см в 9:00 мск 24 марта. При дальнейшем

усилении юго-западного ветра до 10–20 м/с (по станции Таганрог) уровень повышался со средней скоростью 12 см/ч и в 15:30 мск достиг отметки ОЯ 700 см. В этот промежуток наблюдалась максимальная скорость подъёма до 28 см/ч. После 18:00 ветер стихает до 10–17 м/с, изменяя направление на западное. Скорость подъёма уменьшилась до 5 см/ч и в 19:30 мск 24 марта уровень достиг максимума 740 см. В 20:00 мск начался спад уровня со средней скоростью 6 см/ч, наибольшая интенсивность спада 16 см/ч отмечена в 23:00–24:00 мск 24 марта. Около 23:50 мск 24 марта уровень понизился до отметки ОЯ 700 см. Снижение до отметки НЯ 610 см произошло в 13:30 мск 25 марта. Уровень воды достиг нормы около 480 см лишь к 24:00 мск 26 марта.

Таким образом, ОЯ в Азове продолжалось 8,5 ч, а НЯ – 28,5 ч. Наибольшая интенсивность подъёма воды у Азова – 28 см/ч, средняя интенсивность подъёма 12 см/ч, наибольшая интенсивность спада 16 см/ч, средняя интенсивность спада 6 см/ч.

По учащённым наблюдениям в Таганроге, наибольшая интенсивность подъёма воды составила 46 см/ч с 17:00 до 18:00 мск, а спада – 23 см/ч сразу после достижения в 19:00 мск пика уровня 751 см. НЯ выше 670 см в Таганроге длилось 12 часов, ОЯ выше 705 см – 4 часа.

Это ОЯ сопровождалось усилением ЮЗ, ЗЮ-З ветра 24 марта до 22 м/с в Таганроге и до 16 м/с в Азове по данным МКС-1.

Таким образом, имеющиеся объективные данные наблюдений за штормовым нагоном 2013 г. позволяют провести настройку и верификацию моделей, используемых для его воспроизведения. В настоящем исследовании в качестве модели морской гидротермодинамики используются различные версии модели INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), основанной, в отличие от моделей (Попов, Лобов, 2016, Филиппов, 2012), на полных уравнениях морской гидротермодинамики. А для расчета атмосферного воздействия используются данные об атмосферной циркуляции, реконструируемые различными методами.

Ниже приводятся краткие описания используемых реализаций модели INMOM, описываются источники и метод расчета атмосферного воздействия, а уже затем проведенные исследования по воспроизведению экстремальных нагонов Азовского моря.

1. Версии модели INMOM для расчета циркуляции Азовского моря

Для расчета циркуляции в Азовском море используется модель морской циркуляции INMOM, разработанная в ИВМ РАН. Эта модель хорошо апробирована и широко используется для расчета глобальной циркуляции Мирового океана (Дианский, 2013; Гусев и Дианский 2014), западных морей Российской Арктики (Дианский и др., 2014; Дианский и др., 2015 а; Дианский и др. 2015 б), а также для Черного, Каспийского, Японского и Балтийского морей (Zalesny et al., 2012; Дианский и др., 2013; Дианский и др., 2016; Захарчук и др., 2016). Кроме того, глобальная версия INMOM служит океаническим блоком модели земной системы, созданной в ИВМ РАН, участвующей в международных программах по исследованию и прогнозу климатических изменений (Володин, 2013).

Модель INMOM относится к классу сигма-моделей морской и океанической циркуляции. В ее основе лежит полная система т.н. примитивных уравнений гидротермодинамики океана, записанных в координатах сферического слоя в приближениях гидростатики и Буссинеска. В качестве вертикальной координаты используется безразмерная величина σ , задаваемая как:

$$\sigma = (z - \zeta) / (H - \zeta), \quad (1)$$

где Z – обычная вертикальная координата; $\zeta = \zeta(\lambda, \varphi, t)$ – отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности как функция долготы λ , широты φ и времени t ; $H = H(\lambda, \varphi)$ – невозмущенная глубина моря. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура T , соленость S , отклонение уровня моря от невозмущенной поверхности, толщина и сплоченность морского льда. Для расчета плотности используется уравнение состояния, специально предназначенное для численных моделей (Braydon, 1999). В INMOM включена модель динамики, термодинамики и транспорта морского льда (Яковлев, 2009), что актуально для замерзающего Азовского моря.

Главная особенность INMOM, которая отличает ее от других известных моделей океана, таких как MOM (Pacanovsky and Griffies, 2000), модель ИВМ РАН и Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИОРАН) (Ибраев и др., 2012), использующих z-систему координат, а также POM (Blumberg, 1987) и ROMS (Shchepetkin and McWilliams, 2004) в σ -системе координат и других, заключается в том, что при численной реализации в INMOM используется модульный принцип ее построения на основе метода расщепления по физическим процессам. Это позволяет легко использовать модель INMOM в конфигурациях бароклинной или баротропной циркуляции моря.



Рис.1. Области трёх версий модели INMOM для акватории Чёрного и Азовского морей: *Версия 1* и *Версия 2* (наклонная штриховка) включают в себя Чёрное, Азовское и Мраморное моря с пространственным разрешением по горизонтали ~ 4 км и ~ 1 км соответственно, *Версия 3* (штриховка в клетку) включает в себя акваторию Азовского моря с Керченским проливом и прилегающей акваторией Чёрного моря с пространственным разрешением ~ 250 м. Незаштрихованная область соответствует области реализации модели WRF над Черноморским регионом с пространственным разрешением ~ 10 км. Звездочками обозначены положения метеостанций (Таблица 2), наблюдения с которых используются для верификации данных реанализов и моделей атмосферы. Треугольниками обозначены посты наблюдений за уровнем моря в Таганроге и Ейске.

Для воспроизведения циркуляции Азовского моря были реализованы три версии модели INMOM: две версии для акватории Черного, Азовского и Мраморного морей с горизонтальным разрешением ~ 4 км (*Версия 1*) и ~ 1 км (*Версия 2*), и версия для бассейна Азовского моря с Керченским проливом и прилегающей к нему акватории Черного моря (приблизительно до изобаты 100 м) с горизонтальным разрешением $\sim 250^1$ м (*Версия 3*). Захват области всего Мраморного моря с прилегающей областью Средиземного моря, на которой границей (Рис. 1) показаны области реализации всех трех версий модели INMOM, используемые в этой работе.

¹ Знак "∼" при обозначении пространственного разрешения обусловлен применением сферических координат, при которых невозможно точное метрическое задание величин шагов сетки, заданной в сферической системе координат.

Для Версии 1 и 2 заданы 20 уровней по σ , а для мелководной Версии 3 – 5 уровней. Уровни задавались неравномерно по σ со сгущением к поверхности моря, для более точного описания приповерхностных течений. Шаги по времени для Версии 1 и 2 выбраны в 300 с, а для Версии 3 – 90 с. Для задания глубин использовались данные по топографии Земли GEBCO (<http://www.gebcos.net>) с пространственным разрешением 30". Исходные данные высокого разрешения сглажены несколько раз с помощью фильтрации Тьюки и ограничены минимальной глубиной 2.0 м. Это необходимо для σ -модели, поскольку используется преобразование вертикальной координаты (1), и, следовательно, функция $H(\lambda, \varphi)$ должна быть отличной от нуля и обладать достаточной гладкостью на выбранной пространственной сетке, поскольку она входит во все операторы разностного дифференцирования (Дианский, 2013).

Забегая вперед, скажем, что коэффициенты физических параметризаций турбулентной вязкости и диффузии для используемых версий INMOM выбирались путем тщательного подбора для наилучшего воспроизведения Таганрогского нагона 2013 г. Параметризация крупномасштабной горизонтальной² турбулентной диффузии для температуры и солености осуществляется с помощью оператора 2-го порядка с коэффициентами для Версий 1 и 2 равными 10^4 и 5×10^3 м²/с соответственно, а для Версии 3 – 10^3 м²/с. Для Версии 1 основную роль в параметризации боковой вязкости играет оператор 4-го порядка с коэффициентом 10^8 м⁴/с, в то время как классический оператор 2-го порядка исполняет вспомогательную роль с относительно небольшим – для разрешения ~4 км – коэффициентом 10^3 м²/с. А для Версий 2 и 3 используется только оператор 2-го порядка с коэффициентами соответственно 5×10^2 м²/с и 10^2 м²/с. Таким образом, для трех версий INMOM диффузионно-вязкостные свойства модели уменьшались с уменьшением горизонтального шага сетки в соответствии с Рейнольдсовским представлением уравнений гидротермодинамики моря.

Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии для всех версий модели выбирались согласно параметризации Филандера-Пацановского (Pacanowski and Philander, 1981) одинаковым образом. Коэффициент вертикальной вязкости изменялся от 10^{-4} до 10^{-3} м²/с, а диффузии – от 2×10^{-6} до 2×10^{-3} м²/с для T и в два раза меньше для S . В случае неустойчивой стратификации для параметризации конвективного перемешивания коэффициенты вер-

² Для T и S используется оператор именно горизонтальной диффузии, представимой в σ -системе координат в виде тензора 3-го порядка (Дианский, 2013). Для скоростей течений используется оператор боковой вязкости вдоль поверхностей $\sigma = \text{const}$ (Дианский, 2013).

тикальной вязкости и диффузии задавались равными соответственно 10^{-3} и $2 \times 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$. Чтобы избежать возможных для σ -модели ситуаций "выклинивания" вертикальных профилей T , S и скорости в приповерхностном 2,5-метровом слое океана для более интенсивного перемешивания, аппроксимирующего также и перемешивание от обрушения ветровых волн, коэффициенты диффузии и вязкости задавались равными тому же значению $2 \times 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$. На дне для T и S ставится условие изолированности (отсутствия потоков тепла и соли), а для скорости – условие трения с расчётом напряжения придонного трения τ_b^r , нормированного на плотность морской воды, в виде квадратичного закона:

$$\tau_b^r = C_D \sqrt{u_b^2 + v_b^2 + e_b^2} \mathbf{r} u_b, \quad (2)$$

где $\mathbf{r} u_b = (u_b, v_b)$ – придонная скорость течений, где C_D и e_b – эмпирические константы, выбранные для Версий 1 и 2, соответственно, как 0.0025 и 0.05 м/с, а для Версии 3 – 0.002 и 0.045 м/с.

Начальные условия для скоростей задаются нулевыми. Для подготовки начальных полей T и S для Черного моря используются данные Белокопытова (Иванов, Белокопытов, 2011), для Азовского моря – данные Атласа Института южных морей РАН (Matishov et. al, 2008) и для Мраморного моря данные электронного атласа NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (Locarnini et. al, 2013; Zweng et. al, 2014). Все эти данные находятся в открытом доступе.

На твердых боковых границах для скорости ставится условие непротекания и свободного скольжения, а для T и S – условие отсутствия потоков.

На искусственных боковых жидких границах всех трех версий (для Версий 1 и 2 в области Средиземного моря, прилегающей к Мраморному морю, а для Версии 3 – в прилегающей акватории Чёрного моря) по всей глубине в полосах шириной 10 сеточных узлов задается релаксация T и S с характерным временем 5 сут. к среднемесячным значениям климатического годового хода, задаваемым из перечисленных выше соответствующих источников данных. Такой способ задания граничных условий называется условием «ватных» границ (sponge boundaries), (O'Brien, 1986). В этом случае, поскольку плотность практически не зависит от скорости, в полосах «ватных» граничных условий на удалении в 3-4 шага сетки от самой границы, решение модели для скорости, становится квази-геострофическим. Устья стоков рек считаются как твердые стенки, а сток рек здесь задается в виде псевдоосадков в устьевых акваториях, взятых по данным климатического года CORE [19].

Осуществляется также «притяжка» поверхностной солености к климатическим данным путем введения в нормированный на плотность воды поток соли на поверхности моря (рассчитываемый через поток пресной воды) релаксационной добавки, представляющей собой разность модельной и климатической приповерхностной солености, умноженной на коэффициент $\alpha_s = 10$ м/120 сут. Выбранное значение коэффициента α_s , можно интерпретировать как релаксацию модельной солености, осредненной по 10-ти метровому верхнему слою к климатическим значениям с 120-ти суточным временным масштабом.

Необходимость использования коррекции потока пресной воды на поверхности моря диктуется тем, что точность задания осадков и стока рек недостаточно высока. С помощью такой методологии проведения экспериментов модельная соленость не отклоняется сильно от климатического состояния, что особенно важно при проведении расчетов на длительные времена.

Поскольку северо-западная часть Черного моря и все Азовское море являются замерзающими акваториями, то для адекватного воспроизведения здесь морской циркуляции в INMOM включена модель морского льда (Яковлев, 2009). Она состоит из трёх модулей. Модуль термодинамики описывает намерзание льда, падение и превращение снега в лед, а также их таяние за счёт тепловых процессов. Модуль переноса льда служит для расчёта эволюции ледяного и снежного покровов вследствие дрейфа, для чего используется монотонная схема переноса MPDATA (Briegleb et al., 2004), обеспечивающая неотрицательность концентрации и массы снега, и льда. И, наконец, модуль динамики льда рассчитывает эволюцию скорости его движения, которая изменяется за счёт воздействия ветра, поверхностных течений, суточного вращения Земли, уровня поверхности и взаимодействия льдин друг с другом, которое описывается упруго-вязко-пластичной реологией (Hunke et al., 1997). Поскольку процессы обмена тепловой энергией зависят от толщины льда, модель рассчитана на использование нескольких градаций толщины льда, так что задача термической эволюции льда и снега на нем решается отдельно для каждой из градаций. Однако для наших задач используется достаточно хорошо работающий простой вариант с одной градацией льда с минимальной толщиной 10 см.

2. Расчет атмосферного воздействия

Как уже было сказано выше, модель INMOM основывается на полных уравнениях гидротермодинамики моря, прогностическими переменными которых служат скорости горизонтальных течений, уровень моря, температура, соленость, толщина, сплоченность и скорость дрейфа морского льда. Поэтому для расчета атмосферного воздействия для нее необходимы поля не только приповерхностного ветра и давления, но и потоки тепла и пресной воды на поверхности моря. В Таблице 1 приводятся атмосферные параметры, используемые для расчета потоков импульса, тепла и влаги на поверхности моря. Для расчета турбулентных потоков импульса, тепла и влаги (испарение) используются стандартные балк-формулы (Proshutinsky et. all, 2001; Дианский, 2013).

При расчете баланса коротковолнового радиационного потока тепла используется альbedo равно 0.1 для открытой воды и 0.7/0.5 для снега/льда. Используется упрощенный способ учета поглощения коротковолновой радиации с разбиением на два поддиапазона длин волн – ультрафиолетового и видимого света (см., например, (Jerlov, 1968)), отвечающие соответственно за 60 % и 40 % энергии всей коротковолновой радиации. При этом поток ультрафиолетовой радиации добавляется к полному потоку тепла на поверхности океана, поскольку согласно используемой параметризации (Jerlov, 1968) эта часть коротковолновой радиации поглощается в верхнем 35-см слое. Остальная часть имеет проникающую природу с экспоненциальным затуханием по глубине с параметром 17 м и описывается в модели особо. При расчете излучаемой морской поверхностью длинноволновой радиации по формуле Стефана-Больцмана используется коэффициент серости 0.97.

В представленном исследовании для расчета атмосферного воздействия в период экстремального нагона 24.03.2013 использовались оба источника данных из Таблицы 1 за период с 1 января 2013 года по 31 марта 2013 года: глобальный реанализ Era-Interim и результаты расчетов по региональной атмосферной модели WRF. Данные реанализа Era-Interim из European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) находятся в открытом доступе (Dee et. al, 2011). Использовались данные с разрешением 0.75° по долготе и широте и 6 часов по времени. Они имеют разрешение по пространству ~ 20 км и 6 ч по времени. Данные с наиболее высоким пространственным разрешением ~ 10 км по пространству и 1 ч по времени рассчитывались путем авторской реализации региональной негидростатической модели WRF версии ARW 3.6 (Skamarock et al., 2008; Вельтищев и Жупанов, 2009). Поскольку результаты с этой моделью представляют наибольший интерес для настоящего исследования, приведем более подробное описание этой модели.

Таблица 1.

Характеристики метеополей из разных источников, используемые для расчета атмосферного воздействия в модели морской гидротермодинамики INMOM

Название	Размерность	Высота над уровнем моря, м	Era-Interim	WRF
			Пространственно-временное разрешение	
Температура воздуха	°C	2	0,75°, 3 ч	~10 км, 1 ч
Абсолютная влажность воздуха	кг\кг	2	---//---	---//---
Зональная компонента скорости ветра	м/с	10	---//---	---//---
Меридиональная компонента скорости	м/с	10	---//---	---//---
Падающая коротковолновая радиация	вт/м ²	0	---//---	---//---
Падающая длинноволновая радиация	вт/м ²	0	---//---	---//---
Атмосферные осадки	кг/м ²	0	---//---	---//---
Давление на уровне моря	Па	0	---//---	---//---

2.1 Реализация модели WRF для Черноморского региона

Для задания атмосферного воздействия в развиваемой в ГОИН'e технологии оперативного расчёта ветрового волнения и морских течений акватории Черного, Азовского и Мраморного морей используется современная региональная негидростатическая атмосферная гидротермодинамическая модель WRF ARW версии 3.3 (Skamarock et al., 2008), в разработке которой принимали участие несколько учреждений: Национальный центр исследования атмосферы (NCAR), Национальные центры прогнозов окружающей среды (NCEP), Метеорологическое агентство BBC США (AFWA), Исследовательская лаборатория ВМФ США (NRL), Центр анализа и прогноза гроз Университета шт. Оклахома (CAPS) и Федеральная администрация по авиации (FAA).

Региональная модель WRF предназначена для более точного, по сравнению с глобальными моделями атмосферы, воспроизведения атмосферной циркуляции в представляющей интерес области. Расчётная область модели WRF показана на Рис. 1. Пространственное разрешение этой модели по горизонтали выбрано в 10 км в Ламбертовой проекции.

Граничными и начальными условиями для этой региональной модели WRF служат данные какого-либо глобального объективного анализа и/или прогноза.

Таким образом, модель WRF служит своеобразным гидродинамическим интерполянтном глобальных данных грубого пространственно-временного разрешения на более высокое с учетом *негидростатических* эффектов. Для Черноморского региона последнее особенно важно, поскольку в его гористых берегах зачастую формируются стоковые атмосферные потоки с высокими значениями скоростей ветра до 30 м/с и более. Самые известные из них, такие как Новороссийская Бора, имеют собственные названия. Эти потоки оказывают сильное влияние на формирование циркуляции Чёрного моря.

Поскольку результаты модели WRF чувствительны к качеству исходных глобальных полей атмосферной циркуляции, то здесь были использованы 3 типа таких полей атмосферного реанализа, находящихся в свободном доступе, а именно:

- Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), подготовленных в NCEP;
- выше описанный реанализ Era Interim из ECMWF;
- Final Operational Global Analysis (FNL), подготовленный в NCEP.

Далее для краткости эти массивы данных будем называть соответственно, как CFSR, ERA и FNL, а полученные с помощью них данные расчетов по WRF как WRF+CFSR, WRF+ERA и WRF+FNL.

Из доступных в системе расчёта модели WRF на настоящий момент географических данных о подстилающей поверхности с разрешениями 30", 1', 2', 5' и 10' для работы были выбраны данные с разрешением 2'. Основные параметры реализованной версии модели WRF следующие.

Были проведены расчёты атмосферной циркуляции на период с 01.01.2013 г. по 01.03.2015 г. Выдача необходимых полей метеохарактеристик (см. Таблица 1.) на сетке WRF с шагом 1 ч.

3. Анализ качества воспроизведения используемых полей атмосферного воздействия над акваторией Азовского моря

В этом разделе уделяется особое внимание анализу качества воспроизведения и верификации атмосферного воздействия, полученного из различных источников, так как именно оно определяет формирование штормовых ситуаций в морских акваториях. Поэтому от точности воспроизведения атмосферной циркуляции зависит и точность расчёта морской динамики. Верификация полей метеопараметров из используемых источников данных (Таблица 1) проводилась для акватории Азовского моря на период 01.01– 03.31.2013. Как было отмечено во введении, этот отрезок времени включает один из самых сильных штормов за весь период инструментальных наблюдений. Краткое описание этого шторма приведено во введении к статье.

Для верификации выбирались прибрежные станции, данные которых были доступны. Их расположение представлено на Рис. 1, точные координаты пред-

ставлены в Таблице 2. Для верификации использовался модуль скорости ветра и его зональная и меридиональная компоненты, что обусловлено тем, что именно сила ветра является главным фактором формирования нагонов. Для сравнительного анализа из сеточных массивов метеополей (Таблица 1.) выбирались ближайšie к метеостанциям узлы расчётной сетки. Для этих точек и станций метеонаблюдений формировались ряды модуля скорости ветра, которые приводились к единой временной шкале с дискретностью в 6ч. путем простого осреднения, где это было необходимо.

Полученные результаты расчётов по модели WRF с тремя разными массивами исходных данных, а также данные реанализа Era Interim были верифицированы по данным метеостанций. Для верификации использовались данные с прибрежных метеостанций для акватории Азовского моря: Геническ, Феодосия, Керчь, Мариуполь, Таганрог, Приморско-Ахтарск, Витязево за период с 1 января 2013 по 30 марта 2013 года. На Рис.2 показаны сравнительные диаграммы Тейлора для модуля скорости ветра для метеостанций Витязево, Керчь и Таганрог, по которым можно судить об успешности воспроизведения силы ветра по величине и коэффициенту корреляции. По результатам верификации по 6-ти станциям, окружающим все Азовское море, делается вывод, что на всех станциях максимальные значения коэффициента корреляции и минимальные значения среднеквадратического отклонения (СКО) наблюдались для всех трёх результатов расчётов по модели WRF (Рис. 2).

Таблица 2.

**Координаты метеостанций для верификации полей ветра
и дискретность наблюдений по времени**

№	Наименование метеостанций	Широта, °с.ш.	Долгота, °в.д.	Дискретность, час
1	Геническ	46.167	34.817	6
2	Феодосия	45.033	35.383	6
3	Керчь	45.400	36.417	3
4	Мариуполь	47.033	37.500	1
5	Таганрог	47.200	38.900	3
6	Приморско-Ахтарск	46.033	38.150	3
7	Витязево	45.002	37.347	1

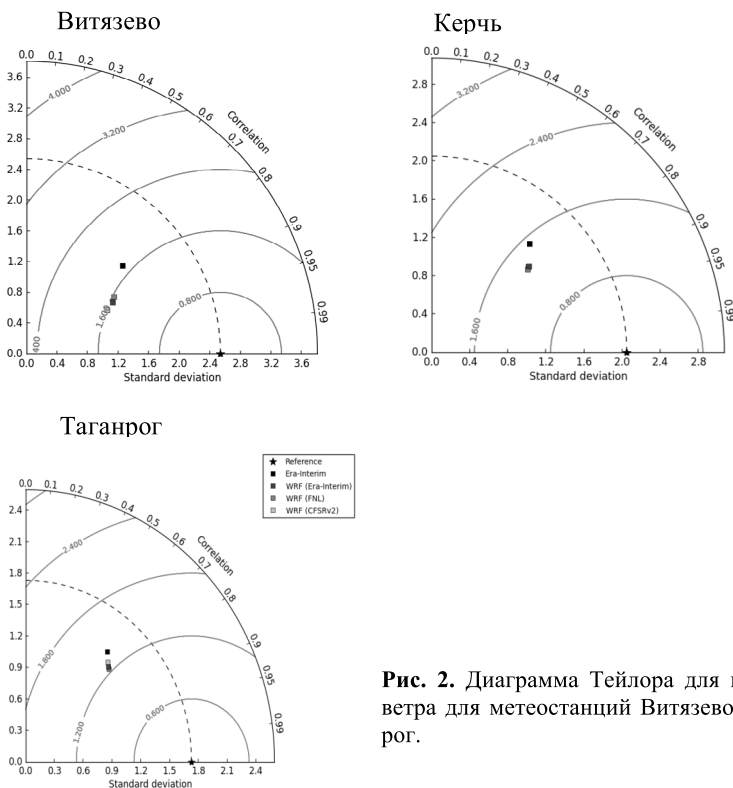


Рис. 2. Диаграмма Тейлора для модуля скорости ветра для метеостанций Витязево, Керчь и Таганрог.

Анализ временного хода модуля скорости ветра, а также его компонентов, показал, что хорошо воспроизводится как модуль скорости ветра, так и его направление, что видно на примере временной реализации для станции Феодосия компонентов скорости ветра (Рис. 3).

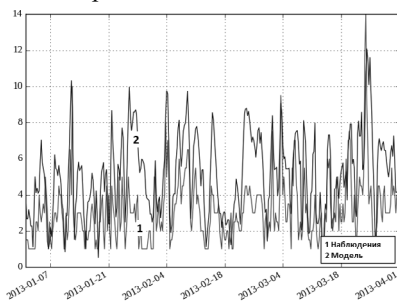
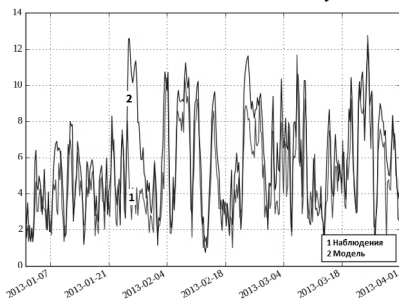
При этом воспроизводятся как средние значения скорости ветра, так и его максимальные значения. Это особенно важно, учитывая, что ветер является главным фактором, влияющим на образование экстремальных нагонов в Азовском море и, в частности, в Таганрогском заливе.

Поэтому в Таблице 3 представлены сводные значения средних по семи метеостанциям (Таблица 2) коэффициентов корреляции и СКО результатов моделирования и наблюдений для используемых в работе массивов метеорологической информации Era Interim, WRF+FNL, WRF+ERA и WRF+CFSR, для модуля скорости ветра, зональной компоненты скорости ветра и меридиональной компоненты скорости ветра.

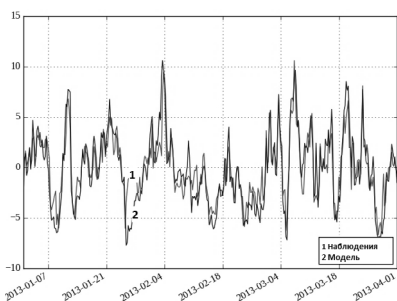
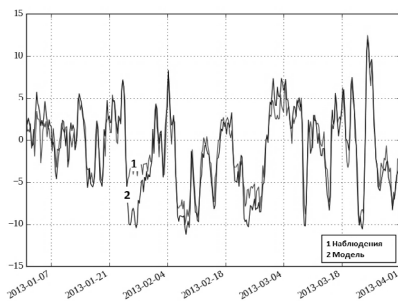
Станция «Феодосия»

Станция «Таганрог»

Модуль скорости ветра, м/с



Зональная компонента скорости ветра, м/с



Меридиональная компонента скорости ветра, м/с

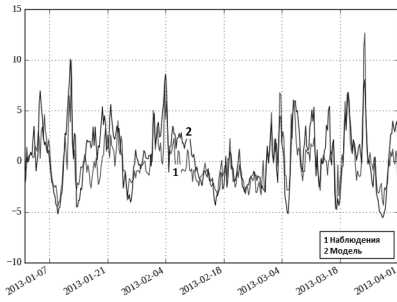
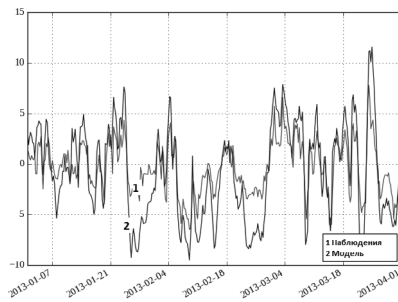


Рис. 3. Временной ход модуля скорости ветра, зональной и меридиональной компонент скорости ветра по результатам расчёта по модели WRF+FNL и данным измерений на метеостанции «Феодосия» и «Таганрог»

Таблица 3.

Средние по пространству значения коэффициента корреляции Корр (без-размерный) и СКО (м/с) для используемых массивов метеорологической информации

Тип атмосферных данных	Модуль скорости ветра		Зональная компонента скорости ветра		Меридиональная компонента скорости ветра	
	Корр	СКО	Корр	СКО	Корр	СКО
WRF-FNL	0.76	1.38	0.85	1.54	0.83	1.55
WRF-CFSRv2	0.78	1.32	0.88	1.38	0.86	1.40
WRF-Era-Interim	0.77	1.35	0.88	1.42	0.85	1.43
Era-Interim	0.69	1.51	0.81	1.70	0.81	1.62

Результаты верификации метеорологических характеристик, рассчитанных по модели WRF в рамках выполнения настоящей работы, показали, что в сравнении с данными реанализов модель WRF позволяет с большей точностью воспроизводить метеорологические характеристики над акваторией Азовского моря. Полученные результаты могут быть использованы в дальнейшем при воспроизведении гидрологии Азовского моря с помощью модели INMOM. При этом из трех версий расчетов по модели WRF результаты WRF+CFSRv2 по совокупности статистических характеристик представляются наиболее точными.

4. Анализ качества воспроизведения штормовых ситуаций Азовского моря с помощью различных версий INMOM

Анализ качества воспроизведения штормовых ситуаций Азовского моря с помощью описанных в первом разделе трех версий INMOM проводился по доступным данным за тот же период, что и атмосферные характеристики. Для этого использовались данные наблюдений за уровнем моря на постах уровня наблюдений «Таганрог» (39° в.д., 47,2° с.ш.) и «Ейск» (38.3° в.д., 46.7° с.ш.). На Рис. 1 показано расположение этих станций.

Численные расчёты проводились по всем трём версиям INMOM, описанным в первом разделе. При этом для *Версии 3* с разрешением в 250 м расчёты проводились с использованием всех перечисленных ранее массивов метеорологической информации, а для *Версий 1 и 2* с разрешением в 4 и 1 км соответственно. Эксперименты проводились только с использованием атмосферного воздействия по WRF+FNL, как наиболее точно описывающего штормовую ситуацию,

согласно результатам анализа, приведенным в предыдущем разделе. Для всех версий сценарий проведения экспериментов был один и тот же: они проводились для периода 01.01–03.31.2013 и стартовали с январских климатических полей температуры и солёности при нулевых скоростях и в предположении отсутствия ледового покрова. Анализ объективной информации о наличии льда на акватории Азовского моря показал, что этот подход не совсем корректен, так как в январе-феврале на акватории Таганрогского залива наблюдались ледовые поля. Однако, ввиду незначительной глубины Азовского моря, температура воды достаточно быстро адаптировалась под воздействием реального атмосферного воздействия, и модель INMOM с достаточной степенью точности воспроизводила ледовые характеристики в течение всего расчета. В марте 2013 года, в том числе при прохождении штормовой ситуации, Азовского море было полностью очищено ото льда, как по данным измерений, так и по результатам расчетов.

Вначале проанализируем результаты экспериментов по *Версии 3* в связи с её более высоким пространственным разрешением, чтобы дать оценку влияния типа метеорологических полей на воспроизведение штормовых нагонов в Азовском море. Для этого сравним результаты расчетов с использованием метеорологических полей WRF+FNL и Era Interim. На Рис. 6 представлены результаты расчёта для поста наблюдений за уровнем моря «Таганрог». Результаты расчётов показывают, что наибольшая точность в воспроизведении экстремального нагона 24.03.2013г. достигается при использовании данных расчёта WRF+FNL. Максимальное значение уровня моря с использованием WRF+FNL для станции Таганрог составило 199.8 см, а с использованием Era-Interim оно составило 108.4 см. При этом максимальный уровень моря на станции Таганрог достигал 229.7 см. Все приведённые значения уровня моря здесь и далее представлены как отклонение от среднего за наблюдаемый период. Максимальный коэффициент корреляции 0.88 и минимальное значение среднеквадратичного отклонения 18.4 см было достигнуто также с использованием в качестве метеорологических полей результатов расчётов по WRF+FNL. При использовании Era-Interim полученный в результате обработки значений уровня моря коэффициент корреляции был равен 0.82, а значение среднеквадратичного отклонения было равно 23.4, то есть незначительно хуже результатов расчётов по модели WRF+FNL. Анализ результатов расчётов для поста Ейск показал отличные от поста Таганрог результаты (см. Рис. 5 и Таблицу 4.): значения СКО для грубых данных Era-Interim меньше, чем для данных WRF+FNL, но сохраняется значительная недооценка максимального нагона. Результаты моделирования с использованием данных WRF+FNL наиболее близки к измеренным и составляют 120.9 см. При этом измеренный уровень моря составил 119.8 см, то есть ошибка составила 1.1 см. Незначительно выше уровень моря был получен по данным Era Interim

и составил 122.2 см. Результаты этого анализа сведены в Таблицу 4, которая показывает, что по *Версии 3*, с точки зрения СКО и воспроизведения максимального уровня Таганрогского нагона 2013 г., атмосферное воздействие WRF+FNL даёт более точные результаты, чем ERA-Interim.

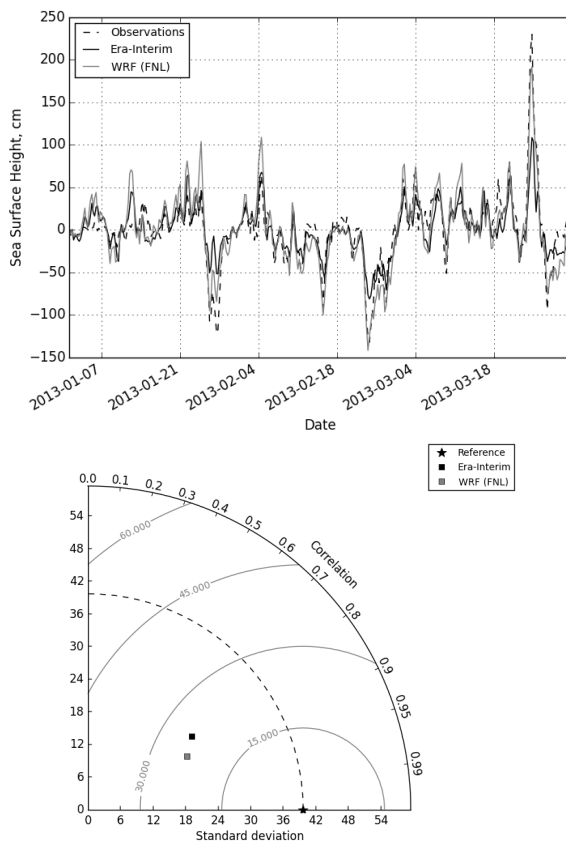


Рис. 4. Временной ход уровня моря [см] по результатам расчётов с использованием метеохарактеристик (WRF+FNL, Era Interim) и данным измерений и диаграмма Тейлора для результатов соответствующих экспериментов для станции Таганрог. Звездочкой обозначено значение изменчивости уровня по наблюдениям.

Таблица 4.

Коэффициент корреляции Корр (безразмерный) и СКО (м/с) и ошибка максимального нагона ОМН 2013 г. (см) при расчете по Версии 3 для постов Таганрог (макс. нагон 229.7 см) и Ейск (макс. нагон 119.8 см) для атмосферных данных Era-Interim и WRF+FNL

Тип атмосферного воздействия	Таганрог			Ейск		
	Corr	СКО	ОМН	Corr	СКО	ОМН
Era-Interim	0.82	23.4	-120.7	0.80	13.5	-37.1
WRF+FNL	0.88	20.76	-29.9	0.83	15.9	+1.1

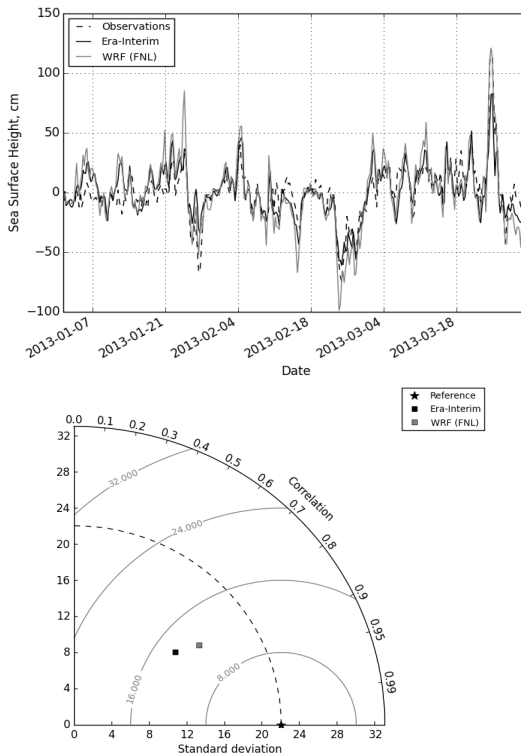


Рис. 5. Временной ход уровня моря [см] по результатам расчётов с использованием метеохарактеристик (WRF+FNL, Era Interim) и данным измерений и диаграмма Тейлора для результатов соответствующих экспериментов для поста Ейск. Звездочкой обозначено значение изменчивости уровня по наблюдениям.

В дополнение к оценке результатов воспроизведения гидрологических характеристик по модели INMOM с использованием данных WRF+FNL, Era Interim, были проведены эксперименты с использованием только результатов моделирования по модели WRF с разными исходными массивами метеорологической информации: FNL, CFSR, Era-Interim. Значения коэффициентов корреляции и СКО показывают (см. Рис. 6, 7 и Таблицу 5), что наиболее точные результаты в воспроизведении изменчивости уровня моря достигаются при использовании данных WRF+CFSR как для поста «Таганрог», так и для поста «Ейск». При этом коэффициенты корреляции изменяются незначительно для всех 3 экспериментов. При этом максимальное СКО от данных измерений для поста «Таганрог» наблюдается при использовании данных WRF+FNL, а для поста «Ейск» – при использовании данных WRF+Era. Минимальное СКО наблюдается при использовании данных WRF+CFSR для обоих постов. Однако при воспроизведении максимумов нагонов на постах Таганрог и Ейск наилучшие результаты показывает эксперимент с атмосферным форсингом WRF+FNL. Таким образом, можно сделать вывод, что использование любого из исходных массивов данных (FNL, CFSR, Era Interim) при расчёте WRF позволяет воспроизводить изменчивость уровня в Азовском море, причем с бóльшим качеством, чем с помощью глобального атмосферного реанализа с более грубым пространственным разрешением, выполненного с помощью гидростатической модели.

Таблица 5.

Коэффициент корреляции Корр (безразмерный) и СКО (м/с) и ошибка максимального нагона ОМН 2013 г. (см) при расчете по Версии 3 для постов Таганрог (макс нагон 229.7 см) и Ейск (макс нагон 119.8 см) для атмосферных данных WRF+Era, WRF+CFSR и WRF+FNL

Тип атмосферного воздействия	Таганрог			Ейск		
	Corr	СКО	ОМН	Corr	СКО	ОМН
WRF+Era	0.9	19.87	-40.4	0.85	16.0	+3.8
WRF+CFSR	0.91	18.44	-35.4	0.86	14.6	-6.1
WRF+FNL	0.88	20.76	-29.9	0.83	15.9	+1.1

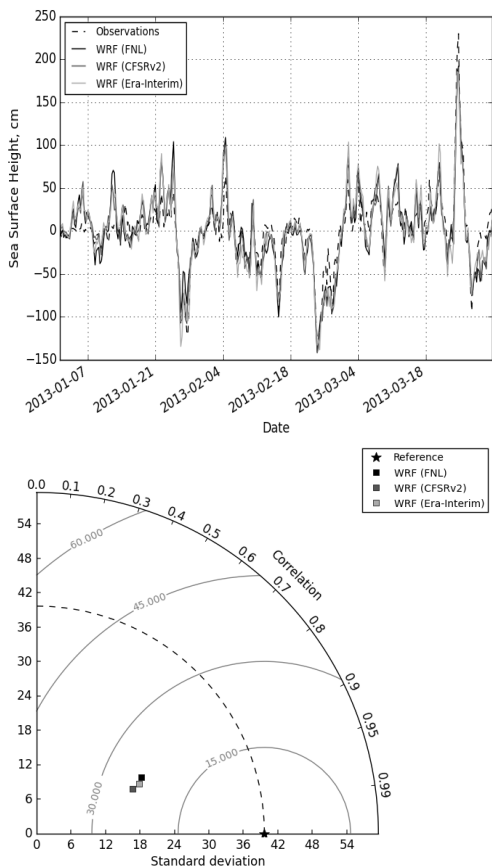


Рис. 6. Временной ход уровня моря [см] по результатам расчётов с использованием метеохарактеристик (WRF+FNL, WRF+EraInterim, WRF+CFSR) и данным измерений (слева) и диаграмма Тейлора для результатов соответствующих экспериментов для станции Таганрог (справа). Звездочкой обозначено значение изменчивости уровня по наблюдениям.

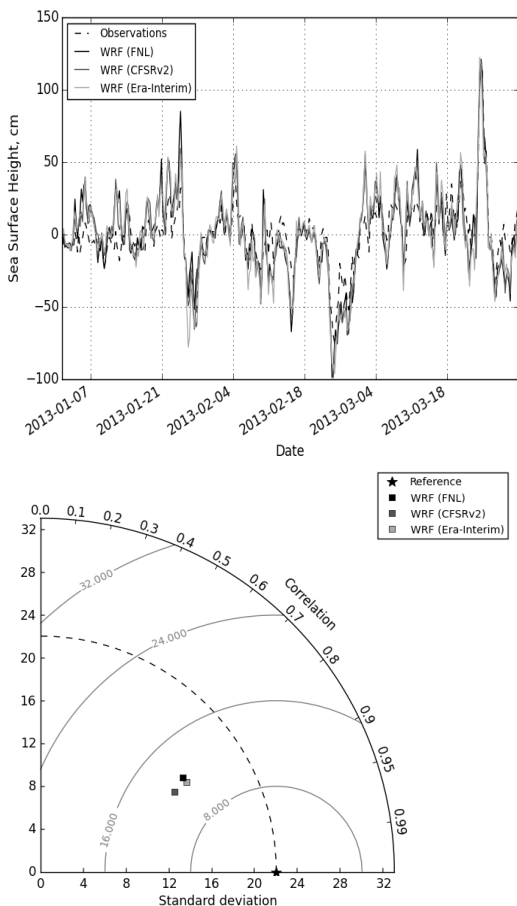


Рис. 7. Временной ход уровня моря [см] по результатам расчётов с использованием метеохарактеристик (WRF+FNL, WRF+EraInterim, WRF+CFSR) и данным измерений (слева) и диаграмма Тейлора для результатов соответствующих экспериментов для поста Ейск (справа). Звездочкой обозначено значение изменчивости уровня по наблюдениям.

Таким образом, по совокупности параметров атмосферный форсинг WRF+FNL можно оценить как наиболее подходящий для воспроизведения нагона 2013 г. Поэтому исследование влияния горизонтального разрешения моделей версий INMOM было проведено с этим типом атмосферного воздействия. Результаты расчётов показали (см. Рис. 10 и Таблицу 6), что, как и сле-

довало ожидать, наиболее точные результаты достигаются при использовании модели с разрешением в 250 м. При этом худшие результаты в воспроизведении максимального уровня моря наблюдались при использовании модели INMOM с разрешением 1 км. Результаты в воспроизведении максимального значения уровня моря по модели с разрешением в 250 м и 4 км для Таганрога и Ейска сопоставимы. Вероятнее всего, это связано с тем, что эффективная вязкость в модели INMOM для *Версии 1* меньше, чем для *Версии 2*, т.к. в первой она осуществляется в основном оператором 4-го, а не 2-го порядка. К тому же при шаге в 4 км контур береговой зоны менее изрезан, чем для шага сетки в 1 км.

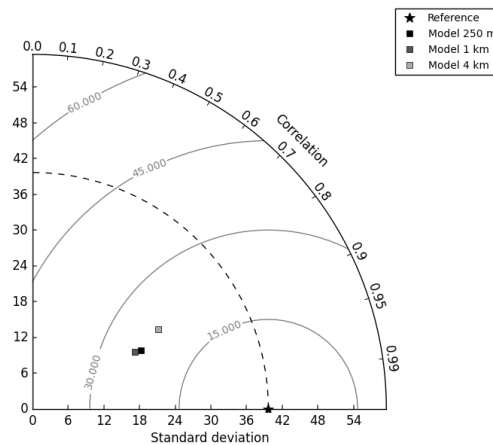
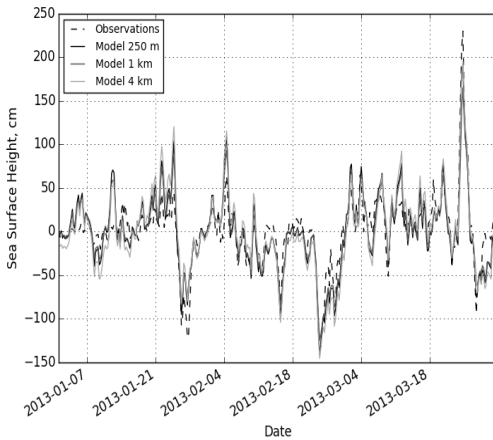


Рис. 8. Временной ход уровня моря [см] по результатам расчётов с моделью INMOM различного горизонтального разрешения (250 м, 1 км, 4 км) и данным измерений (слева) и диаграмма Тейлора для результатов соответствующих экспериментов для станции Таганрог (справа). Звездочкой обозначено значение изменчивости уровня по наблюдениям.

Поэтому, возможно, именно эти факторы оказывает влияние на распространение сгонно-нагонной волны на акватории Таганрогского залива и приводит на первый взгляд к такому парадоксальному результату. К сожалению, нам не были доступны данные с гидрологических станций, расположенных западнее, за пределами Таганрогского залива, чтобы подтвердить или опровергнуть эти предположения.

По результатам серии экспериментов для акватории Азовского моря была подтверждена возможность воспроизведения экстремальных штормовых ситуаций в Таганрогском заливе. Сравнение результатов расчётов с данными наблюдений показало, что качественно воспроизводятся как метеорологические характеристики, в том числе скорость и направление ветра, так и изменчивость уровня моря. Поэтому предлагаемый подход может быть использован в дальнейшем для разработки критериев прогнозирования и предупреждения чрезвычайных ситуаций в исследуемых районах Азовского моря.

Таблица 6.

Коэффициент корреляции Корр (безразмерный) и СКО (м/с) и ошибка максимального нагона ОМН 2013 г. (см) при расчете по Версиям 1, 2 и 3 для постов Таганрог (макс. нагон 229.7 см) и Ейск (макс. нагон 119.8 см) для WRF+FNL атмосферных данных

Тип атмосферного воздействия	Таганрог			Ейск		
	Corr	СКО	ОМН	Corr	СКО	ОМН
<i>Версия 1.</i>	0.88	20.7	-29.9	0.83	15.9	+1.1
<i>Версия 2.</i>	0.87	19.7	-35.4	0.84	13.6	-6.1
<i>Версия 3.</i>	0.85	25.0	-29.9	0.80	19.7	+1.1

5. Моделирование экстремального нагона в Азовском море 24 сентября 2014г.

Шторм, произошедший в Азовском море 24.09.2014 г., оказался самым сильным за исторический период наблюдений и превосходил по силе шторма 1997 и 2013 гг. Поэтому было интересно показать, как численно воспроизводится Таганрогский нагон в период этого шторма. Для его расчёта по приведённым выше результатам моделирования за 2013 г. была выбрана лучшая версия модели INMOM с пространственным разрешением 250 м и лучший атмосферный форсинг, рассчитанный по модели WRF – WRF+FNL. При этом модель INMOM уже не настраивалась по своим параметрам на наилучшее воспроизведение этого шторма. Все её настройки сохранились из предыдущего выбора для 2013 г. Сценарий расчёта такой же, как и для 2013 г. – модель стартовала с начала 2014 г. На Рис. 9 показаны результаты этого расчёта.



Рис. 9. Временной ход модельного и наблюденного уровня в Таганрогском заливе 24.09. 2014г.

Интересно отметить, что по той же модели в 2014 г. модельный уровень превышает наблюденный приблизительно на 0.5 м, в то время как по результатам 2013 г., мы имеем модельную недооценку около 0,3 м. Возможно, существуют три причины для такого положения.

Во-первых, при подборе параметров модели INMOM мы ориентировались на воспроизведение экстремального нагона 2013 г., не учитывая среднюю ошибку за более длительный период. Это может быть заметно на Рис. 4–8 и в Таблицах 5 и 6, откуда видно, что модельная изменчивость превышает наблюдаемую, т.е. параметры вязкости в модели INMOM были занижены, что и привело к превышению уровня уже на независимом ряде наблюдений 2014 г. Здесь следует отметить, что, увеличивая коэффициенты вязкости и придонного трения, можно без больших усилий уменьшить величину максимума при расчете штормового нагона 2014. Однако, такая задача не ставилась.

Во-вторых, возможно, что главная причина такого обстоятельства заключается в том, что шторм 2014 г. вызвал нагон, почти на 0,5 м превышающий нагон в 2013 г. Поэтому эффекты затопления, ограничивающие повышение уровня моря, должны быть для экстремального шторма 2014 г. более существенными, чем для шторма 2013 г. Поскольку в настоящее время модель INMOM не учитывает эффекты затопления или осушения, это и могло привести к переоценке максимального повышения уровня моря в период нагона в сентябре 2014 г.

В-третьих, возможно, что воспроизведение интенсивности ветра в период экстремального нагона 2013г. было занижено, причем во всех используемых источниках метеоинформации. Это могло привести к занижению воспроизведе-

дения экстремального нагона 2013 г., с одной стороны, и к занижению вязкости в модели в силу первой причины для искусственного повышения максимума нагона 2013 г., с другой стороны.

Необходимо отметить, что точный подбор параметров модели должен производиться при проведении массовых расчетов динамики Азовского моря. Рис. 9 ясно показывает, что потенциал для более точного воспроизведения сгонно-нагонных явлений для Азовского моря в модели INMOM имеется, поскольку занизить модельные значения нагона путем увеличения вязкостных свойств модели гораздо проще, чем повысить их.

Заключение

Было проведено моделирование циркуляции течений в Азовском море и, особенности воспроизведение экстремальных нагонов 2013 и 2014 гг. в Таганрогском заливе. В результате прохождения 24.03.2013 мощного циклона над южной частью Европейской территории России, способствовавшего формированию сильного юго-западного ветра со скоростями до 22 м/с в Азовском море, образовалась нагонная волна, направленная к устью р. Дон. Ветровой нагон вызвал повышение уровня в восточной части Таганрогского залива и в устье р. Дон. После сильнейшего исторического таганрогского нагона 1997 г., в ряде наблюдений за 1881–2013 гг. исследуемый нагон 2013 г. с 3-х метровым перепадом максимального и минимального уровней моря у г. Таганрог стоит на втором месте. С помощью численного моделирования было проведено воспроизведение этого экстремального нагона с целью изучения особенностей формирования и выявления требований к точности воспроизведения атмосферной и морской циркуляции в акватории Азовского моря. Для этого, с применением модели морской циркуляции INMOM, основанной на полных уравнениях морской гидротермодинамики, были реализованы версии модели Азовского моря с пространственным разрешением 4 км, 1 км и 250 м. Для задания реального атмосферного форсинга над Азовским морем использовались данные реанализа ERA-Interim с пространственным разрешением 0.75° и результаты расчетов по региональной модели атмосферной циркуляции WRF (Weather Research Forecast) с пространственным разрешением 10 км. При этом для модели WRF были произведены расчёты с 3-мя типами исходных данных: Era-Interim, CFSR и FNL. Главными факторами атмосферного форсинга, формирующего экстремальные морские нагоны являются ветер и давление на уровне моря. Было показано, что расчёт атмосферного воздействия с высоким пространственным разрешением по негидростатической модели WRF позволяет воспроизводить экстремальный нагон с более высокой точностью, чем с помощью глобальных атмосферных реанализов с более грубым пространственным разрешением, выполненных с помощью гидростатических мо-

делей. При этом качество воспроизведения не экстремальных колебаний уровня моря не так сильно зависит от используемых типов атмосферного воздействия, как для экстремальных.

Было показано, что для акватории Таганрогского залива повышение пространственного разрешения модели морской циркуляции несколько улучшает качество воспроизведения развития во времени экстремального нагона, особенно в прибрежных областях. Однако это улучшение по величине составляет не более 3–5 %, что говорит о том, что формирование нагона в основном определяется откликом на атмосферное воздействие циркуляции всего бассейна Азовского моря.

Результаты расчёта с использованием той же модели INMOM с пространственным разрешением 250 м штормового нагона 2014 г. показали, что обнаруживается переоценка максимального уровня чуть ли не на 0,5 м, в то время как по результатам 2013 г. имеется модельная недооценка около 0,3 м. По-видимому, главная причина такого обстоятельства заключается в том, что шторм 2014 г. привёл к существенно большему, почти на 0,5 м нагону, чем в 2013 г. Поэтому эффекты затопления, ограничивающие повышение уровня моря, должны быть для экстремального шторма 2014 г. более существенны, чем для шторма 2013 г. Поскольку в настоящее время модель INMOM не учитывает эффекты затопления-осушения, это могло привести к переоценке максимального повышения уровня моря в период нагона в сентябре 2014 г. По результатам расчётов можно отметить, что явление осушения-затопления важны только для экстремальных штормов. Поскольку отсутствие этих эффектов в модели не сильно влияет на недооценку экстремальных нагонов, то включение этих эффектов в модель не является особо актуальным.

Следует отметить, что были проведены и другие эксперименты с моделью INMOM, которые заключались в исследовании влияния бароклинности на воспроизведение штормового нагона 2013 г. Для этого в модели отключался блок расчета температуры и солёности, что легко позволяет сделать модульный принцип построения модели (Дианский, 2013) на основе метода расщепления (Марчук, 2009). Было показано, что результаты моделирования, полученные с использованием баротропной 3-х мерной версии модели и бароклинной 3-х мерной версии модели практически идентичны. Таким образом, существенного влияния стока пресных вод р. Дон на формирование уровня в Таганрогском заливе не наблюдается. Как и следовало ожидать, для мелководного бассейна Азовского моря фактор бароклинности очень слабо сказывается на качестве воспроизведения штормовых нагонов. Поэтому результаты расчетов по полной модели здесь не приводятся, тем более, что в силу модульности и параллельности кода модели это не существенно сказывается на быстродействии INMOM, реализованной для Азовского моря. Прове-

дение экспериментов по полной модели важно, т.к. в ближайшее время планируется использовать эту модель в оперативных расчетах, от которых требуется не только воспроизведение динамики Азовского моря, но и его термохалинной структуры, включая морской лед.

Предполагается, что эта система будет осуществлять диагноз и прогноз термогидродинамических характеристик и ветрового волнения в Азовском море с учётом ледовых условий и с усвоением данных наблюдений. Она будет включать расчёт гидрологических характеристик по полной трёхмерной модели циркуляции INMOM с пространственным разрешением 250 м. Для получения реального атмосферного воздействия будет использоваться региональная негидростатическая модель WRF с пространственным разрешением 10 км. Обе модели описаны и верифицированы в настоящей статье. Расчёт волнения будет осуществляться по модели волнения PABM (Кабатченко и др., 2001), описание которой осталось за рамками статьи. Практическая реализация этого комплекса в рамках темы Росгидромета 1.5.1.6. на 2017–2019 гг. позволит определять гидрометеорологические и экологические условия акватории Азовского моря и послужит для расширения использования этого комплекса для общей акватории Чёрного, Азовского и Мраморного морей.

Работа выполнена в рамках исследований, поддержанных РФФИ (Проекты № 16-35-00502 мол_а и № 17-05-41101 РГО_а). Авторы также выражают свою благодарность сотруднику ГОИН`а Остроумовой Л.П. за предоставленные материалы по нагонам в Азовском море.

THE NUMERICAL SIMULATION OF AZOV SEA CIRCULATION AND SIMULATION FEATURES OF THE EXTREME SURGE OCCURRED IN THE TAGANROG BAY

Diansky N.A., Fomin V.V.

As a result of the strong cyclone passed on 2013/03/24 over the southern part of European Russia and contributed to the formation of the strong southwest wind with velocities up to 22 m/s, the east-directed surge wave appeared in the Sea of Azov. The wind surge caused the sea surface height (SSH) rise in the eastern part of the Taganrog Bay. Using numerical simulation, its reproduction was carried out to study the formation features and find out the requirements for the precision of simulating atmospheric and marine circulation in the Sea of Azov. For this purpose, the three versions of Azov Sea circulation model were implemented on the basis of the ocean circulation model INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), their spatial resolutions are 4 km, 1 km and 250 m. For setting realistic atmospheric

forcing over the Sea of Azov, two data types were used: ERA-Interim reanalysis (spatial resolution is 0.75°) and the simulation results of the regional atmospheric circulation model WRF (Weather Research Forecast, spatial resolution is 10 km). For WRF model simulations were made with 3 types of input data: Era-Interim, CFSR (The Climate Forecast System Reanalysis) and FNL (Final Operational Global Analysis data). The main factors of atmospheric forcing which form extreme sea surges are wind velocity and sea level pressure. Therefore, the quality of the simulation of surges in the Sea of Azov depends more on the quality of input atmospheric forcing than on the spatial resolution of the ocean circulation model. It was shown that the simulation with high spatial resolution using the non-hydrostatic WRF model allows one to reproduce the extreme surge more precisely than using Era-Interim reanalysis based on simulations with hydrostatic model. At the same time, the quality of simulating non-extreme SSH oscillations does not depend on the type of atmospheric forcing so much, as for extreme ones. The simulation results of the storm surge in 2014 showed that, in contrast to the 2013 surge, an overvalue of almost 0.5 m was found for its maximum. It seems, the main reason for this is that the sea level rise in 2014 was much larger, almost by 0.5 m than in 2013. Therefore, flooding effects which limit sea level rise should be more significant for the extreme storm of 2014 than for the 2013. At present time INMOM model does not take into account the flooding effects, that's why this could lead to exceeding of the maximum sea level rise during the period of the storm in 2014.

Литература

1. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д. Численные прогнозы погоды по негидростатическим моделям общего пользования WRF-ARW и WRF-NMM. Сборник статей «80 лет Гидрометцентру России», 2009, с. 94-135.
2. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение и прогноз климатических изменений в XIX–XXI веках с помощью модели земной климатической системы ИВМ РАН. Известия РАН, физика атмосферы и океана, 2013, т. 49, №4, с. 379-400.
3. Гусев А.В., Дианский Н.А. Воспроизведение циркуляции Мирового океана и её климатической изменчивости в 1948-2007 гг. с помощью модели INMOM. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. т. 50. № 1. с. 3-15.
4. Дианский Н.А., Гусев А.В., Фомин В.В. Особенности распространения загрязнений в северо-западной части Тихого океана. - Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2012, т. 48, № 2, с. 247–266.

5. Дианский Н.А., Кабатченко И.М., Фомин В.В., Архипов В.В., Цвечицкий А.С. Моделирование гидрометеорологических характеристик в Карском и Печорском морях и расчет наносов у западного побережья полуострова Ямал. Вести газовой науки. 2015а. № 2(22). с.98-105.
6. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М. Физматлит, 2013. 272 с.
7. Дианский Н.А., Степанов Д.В., Гусев А.В., Новотрясов В.В. Роль ветрового и термического воздействий в формировании изменчивости циркуляции вод в Центральной котловине Японского моря с 1958 по 2006 гг. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016а, т. 52, № 2, с. 234–245.
8. Дианский Н. А., Фомин В.В., Грузинов В.М., Кабатченко И.М., Литвиненко Г.И. Оценка влияния подходного канала к порту Сабетта на изменение гидрологических условий Обской губы с помощью численного моделирования. Арктика: экология и экономика. 2015б г., № 3(19). с. 18-29.
9. Дианский Н.А, Фомин В.В., Кабатченко И.М., Грузинов В.М. Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики. Арктика: экология и экономика. 2014 г., № 1(13). с. 57-73.
10. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А., Гусев А.В., Дианский Н.А. Сравнение методов численного гидродинамического моделирования колебаний уровня Балтийского моря.//Труды Государственного океанографического института. 2016. № 217. с. 22-42.
11. Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В. Вихреразрешающая $1/10^\circ$ модель Мирового океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. т. 48. №1, с. 45-55.
12. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Чёрного моря. Севастополь: НАН Украины, Морской Гидрофизический институт. – 2011.- 212с.
13. Кабатченко И.М., Матушевский Г.В., Резников М.В., Заславский М.М. Моделирование ветра и волн при вторичных термических циклонах на Черном море// Метеорология и гидрология. – 2001.- № 5.- с. 61-71.
14. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики//Санкт-Петербург. Лань. 2009. - 608 с.
15. Степанов Д.В., Дианский Н.А., Новотрясов В.В. Численное моделирование циркуляции вод Японского моря и исследование её долгопериодной изменчивости в центральной части в период 1958 – 2006 гг.// Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014, т. 50, № 1, с. 84–96.
16. Попов С.К., Лобов А.Л. Диагноз и прогноз наводнения в Таганроге по оперативной гидродинамической модели.

17. Филиппов Ю.Г. Свободные колебания уровня Азовского моря//Метеорология и гидрология. - 2012. - № 2. - с. 78-82.
18. Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние.// Известия РАН, ФАО, 2009, Т. 45, № 3, с. 1-16.
19. Blumberg A.F. and G.L. Mellor. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. Three-dimensional coastal ocean models, Coastal and Estuarine series, ed. Moores. 1987. V. 4. p. 1-16.
20. Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke E.C., Lipscomb W.H., Holland M.M., Schramm J.L., and Moritz R.E. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three. Technical Note NCAR/TN-463+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2004.
21. Brydon D., San S., Bleck R. A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // J. Geoph. Res. 1999. V. 104. No. C1. p. 1537–1540.
22. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C., M. van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N. and Vitart F. (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q.J.R. Meteorol. Soc., 137: 553–597. doi: [10.1002/qj.828](https://doi.org/10.1002/qj.828)
23. Jerlov N. Optical oceanography. Elsevier. 1968.
24. Hunke E.C and Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27. p. 1849–1867.
25. Matishov G., Matishov D., Gargopa Y., Dashkevich L., Berdnikov S., Kulygin V., Arkhipova O., Chikin A., Shabas I., Baranova O., Smolyar I. Climatic Atlas of the Sea of Azov 2008. G. Matishov, Levitus S., Eds., NOAA Atlas NESDIS 65, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 148 pp., CD-ROM
26. Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.V., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Paver C.R., Reagan J.R., Johnson D.R., Hamilton M., Seidov D., 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. Levitus S., Ed.; Mishonov A.V., Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp
27. Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Johnson D.R., Seidov D., Biddle

- M.M., 2013. *World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity*. Levitus S., Ed., Mishonov A. Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 39 pp.
28. O'Brien J. *Advanced Physical Oceanographic Numerical Modelling*. Springer, 1986, 608 pp.
 29. Pacanovsky R.C. and Griffies S.M. *The MOM 3 Manual*. Geophysic Fluid Dynamics Laboratory. Princenton: NOAA, 2000. 680 p.
 30. Pacanowski R.C., Philander S.G.H. Parametrization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. V. 11. P. 1442–1451.
 31. Proshutinsky A., Steele M., Zhang J., Holloway G., Steiner N., Häkkinen S., Holland D.M., Gerdes R., Koeberle C., Karcher M., Johnson M., Maslowski W., Zhang Y., Hibler W., Wang J., 2001: The Arctic Ocean Model Intercomparison Project (AOMIP). *EOS*, 82 (51), p.637-644
 32. Shchepetkin A.F. and McWilliams J.C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9, p.347-404, 2004.
 33. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J. et al. A description of the Advances Research WRF Version 3. 2008. NCAR Technical Note. 113 p.

ОПЫТ ИЗМЕРЕНИЯ СКОРОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕЧЕНИЙ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ ДОПЛЕРОВСКИМ КВ-РАДАРМ

*Зацепин А.Г., Горбачкий В.В., Баранов В.И., Дудко Д.И., Куклев С.Б.,
Сабинин К.Д., Соловьев Д.М., Телегин В.А., Шпилев Н.Н.*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН)

В работе представлены некоторые результаты измерений пространственной структуры течений с использованием доплеровского коротковолнового радиолокатора Sea Sonde с рабочей частотой 25 МГц в акватории Чёрного моря в окрестности г. Геленджик, где часто наблюдаются разномасштабные вихревые структуры. Измерения проводились с помощью одного радара с применением методики измерения из одной точки вблизи береговой линии. Результаты измерений течений показаны в виде пространственной карты векторов скоростей течений в области наблюдений с размерами 20×20 км. Кроме того, проводилось сопоставление данных измерения радиальных компонент скорости течения, измеренных радаром и донными станциями ADCP, расположенными на соответствующих радарных лучах. Установлены достаточно высокие значения корреляций между сопоставляемыми измерениями.

Введение

В прибрежной зоне, где гидрофизические процессы имеют значительно меньшие пространственные и временные масштабы, наблюдательные системы, созданные для открытого океана, не могут успешно применяться в качестве основы оперативных прогнозов. В последние годы в прибрежной зоне Черного моря в районе г. Геленджик организован и функционирует гидрофизический полигон [8], одной из задач которого является долговременный и, в тоже время, оперативный мониторинг динамики вод с субмезомасштабным пространственным разрешением [6, 7]. Развитие технологий оперативного мониторинга течений является очень важным элементом в системе экологического мониторинга, так как именно динамика вод ответственна за перенос загрязнений, за вентиляцию вод прибрежной зоны за счет водообмена с глубоким морем.

Кроме того, численные гидродинамические модели диагноза и прогноза течений и переноса загрязнений нуждаются в верификации и, возможно, в усвоении данных о скорости течения. Так, в прибрежных зонах морей шириной до 200 км вместо ассимиляции наблюдений уровня моря возможно усвоение данных поверхностной скорости течения, получаемых путем использования доплеровских радиолокаторов КВ- и СВЧ-диапазона с погрешностью

измерений 7–10 см/с [12–14]. Данный метод уже используется в ряде передовых стран для получения оперативного диагноза и прогноза динамики вод в прибрежных зонах морей и океанов [15, 17].

Технология измерения скорости поверхностного течения в прибрежных зонах морей и океанов с помощью доплеровских радиолокаторов (радаров) разрабатывается и используется за рубежом (в США, Канаде, Великобритании, Франции, Австралии и Японии) на протяжении почти 40 лет. Различными фирмами выпускаются доплеровские радары КВ-диапазона (например, Sea Sonde фирмы CODAR, США; WERA, Helzel Messtechnik GmbH, Германия), позволяющие измерять скорость поверхностных течений в прибрежной зоне от 0.5–5 до 20–200 км от берега с пространственным разрешением 0.5–5 км в зависимости от диапазона рабочей частоты и дальности измерений [12, 13]. При наличии многих разнесенных вдоль берега радаров удается восстанавливать поле скорости поверхностных течений в протяженной вдоль берега полосе моря, как это делается, например, в Калифорнии, США [16].

В России уровень развития этой области существенно ниже. Доплеровские радиолокаторы КВ-диапазона, предназначенные для измерения скорости морских поверхностных течений, не производятся [2, 3]. Положительный опыт в измерении скорости поверхностных течений с помощью доплеровского КВ-радара Sea Sonde описан в работах [4, 5].

Структура поля течения в исследуемом районе сложная и разнообразная, велика ее изменчивость, как во времени, так и в пространстве. Полигон находится на узком шельфе в зоне влияния меандрирующего основного черноморского течения (ОЧТ). Скорость течения изменяется как по амплитуде (от нуля до 80–100 см/с), так и по направлению, причем существенно (в 4–8 раз) преобладает вдольбереговая составляющая скорости течения [6]. Здесь присутствуют субмезомасштабные вихревые образования с диаметром 2–10 км и временем жизни от нескольких часов до нескольких суток, оказывающие существенное влияние на динамику вод шельфа [7]. В настоящее время основным источником информации о течениях на акватории гидрофизического полигона ИО РАН являются данные заякоренных акустических доплеровских профилографов течений (ADCP) и зонда-профилографа «Аквалог» [18], а также данные эпизодических буксировок ADCP [6, 8]. Учитывая широкие пространственно-временные масштабы изменчивости течений, эти методы измерений не позволяют составить развернутую во времени и пространстве картину динамики вод. Существует также лагранжев подход, при котором исследуются траектории движения дрейфующих буев. Этот подход позволил описать некоторые параметры субмезомасштабных вихрей [10], однако для полноценного мониторинга течений на полигоне постоянно должно присутствовать 3–5 дрейфтеров, что является весьма затратным и трудоемким процессом.

Поскольку доплеровские радиолокаторы могут представлять поле течения на всем полигоне с интервалом по времени в один час, они являются весьма эффективным средством исследования и мониторинга динамики вод, а также одним из средств оперативной океанографии [9]. Однако радиолокатор позволяет измерять скорость течения только в тонком приповерхностном слое, характеристики течения в котором необязательно совпадают с характеристиками течения в толще воды.

Целью работы является представление результатов измерения скорости течения одним КВ-радиолокатором Sea Sonde на гидрофизическом полигоне ИО РАН на Черном море в районе г. Геленджик. Эти измерения проводились в апреле и октябре 2016 г. Одновременно с радиолокационными измерениями скорость течения измерялась донными и буксируемым акустическим доплеровским профилографом течения. Проведено сравнение между собой всех полученных данных по скорости и структуре поля течения. Выполнено сопоставление данных измерения радиальных компонент скорости течения, измеренных радаром и донными станциями ADCP, расположенными на соответствующих радарных лучах. Результаты этого сопоставления также представлены в настоящей статье.

Методика исследований

В 2016 г. продолжались, начатые в 2015 г., работы по исследованию возможности использования доплеровского КВ-радиолокатора Sea Sonde (CODAR, США) для измерения пространственной структуры поверхностных течений на акватории экспериментального полигона ИО РАН в шельфово-склоновой зоне Черного моря в районе г. Геленджик.

Радиолокация приповерхностного слоя моря осуществлялась одним океанографическим радиолокатором КВ-диапазона Sea Sonde (CODAR, США) с несущей частотой 25 МГц [13]. Для измерения скорости течения в толще моря использовались донная станция ADCP Workhorse (RDI, США) с несущей частотой 600 кГц, установленная на глубине 22 м, и донная станция ADCP Sentinel (RDI, США) с несущей частотой 300 кГц, установленная на глубине 85 м. Эксперименты проводились с целью:

- 1) проверки возможности использования одного стационарно расположенного радара для восстановления поля течения;
- 2) сопоставления между собой данных измерения радиальных компонент скорости течения, измеренных радаром и донными станциями ADCP, расположенными на соответствующих радарных лучах.

Как уже отмечалось выше, особенностью выполненных экспериментов являлось использование только одного радара КВ-диапазона, который позволяет одновременно измерять только радиальную компоненту скорости течений. В

сентябре-октябре 2015 г. использовалась двухточечная схема измерений течений, протестированная ранее [5, 1] с попеременным перемещением раз в несколько часов КВ-радара между точками постановки антенн в районе Голубой бухты и в других точках побережья вплоть до Дивноморского (расстояние между точками – от 4 до 13 км.). При этом для построения полных векторов скорости течения использовалось (и тестировалось) предположение о квазистационарности поля скоростей течений на протяжении всего цикла измерения из обеих точек. Оно оказалось приемлемым лишь в некоторых ситуациях [1].

В апреле 2016 г. была протестирована схема измерений течений со стационарной установкой КВ радара в одной точке (Рис. 1 и 2).



Рис. 1. Установка радиолокатора Sea Sonde, его передающей и приемной антенн на конце пирса ЮО ИО РАН в Голубой бухте в 2016 г.



Рис. 2. Размещение передающей и приемной антенн радиолокатора Sea Sonde на крышах кунгов в конце пирса ЮО ИОРАН в Голубой бухте

В этом случае также возможно восстановление полного вектора течения. Схема восстановления приведена на Рис. 3. Ее суть заключается в том, что выбираются три смежных радарных луча – триада, в пределах которой в каждой из равноудаленных от местоположения радара ячеек измерения скорость поверхностного течения предполагается постоянной. Такие три луча (радиальные линии с нанесенными на них составляющими векторов течения), угол α между соседними из которых на практике равен 5° , изображены на Рис. 3. Для примера выбрана одна из общих для триады ячеек измерения (обозначена прямоугольником). В этом случае полный вектор течения для центрального луча в избранной ячейке триады радарных лучей восстанавливается по схеме, приведенной на врезке Рис. 3.

Подробное описание методики этого восстановления является предметом отдельной работы. Очевидно, что ее недостатком является ухудшение пространственного разрешения измерений. Однако она имеет большое преимущество по сравнению с двухточечной методикой измерения, поскольку нет необходимости периодически прерывать измерения и перемещать радиолокатор из одной точки измерения в другую, что требует значительных трудозатрат и ухудшает качество получаемых данных.

Построение вектора скорости по радиальным компонентам на трёх смежных лучах радара

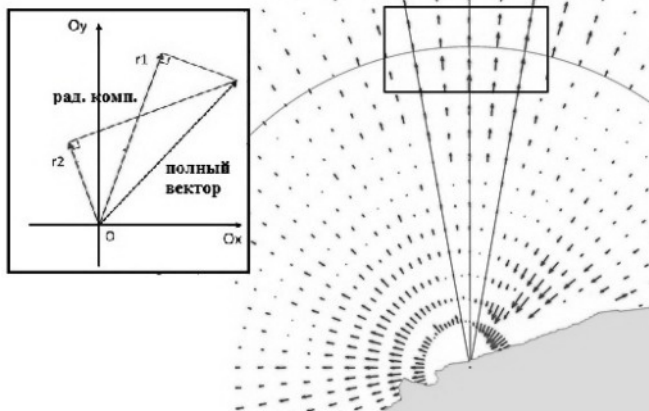


Рис. 3. Схема восстановления полного вектора течения при стационарной установке КВ-радар в одной точке (пояснения – в тексте).

Измерения проводились непрерывно на протяжении двух периодов времени: с 11 по 20 апреля и с 01 по 10 октября 2016 г. Перед началом каждого цикла измерений было выполнено определение фактических характеристик диаграммы направленности приёмной антенны с помощью транспондера, установленного на катере и перемещаемого по дуге окружности на расстоянии около 500 м от антенны. Измеренная с помощью транспондера диаграмма направленности антенны позволяет определить корректное поле радиальных составляющих скорости течений на акватории, зондируемой радиолокатором с удалением от берега около 20 км (см. Рис. 4).

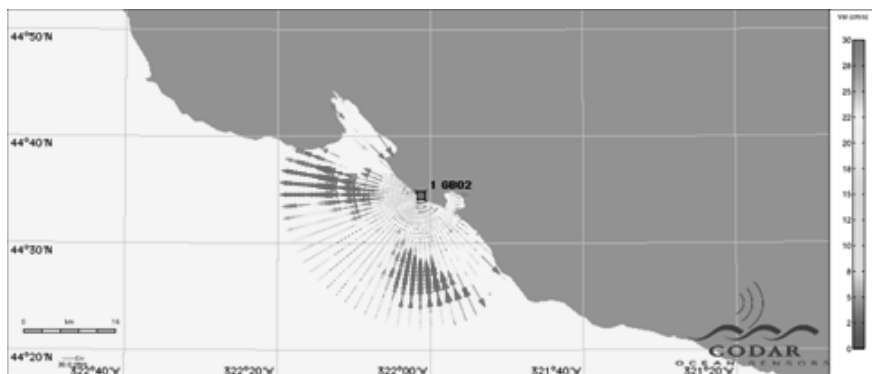


Рис. 4. Картина радиальных скоростей течений 05.10 в 22:00 после настройки диаграммы направленности приёмной антенны

Результаты исследований

По данным измерений восстанавливались карты полных векторов скорости течения, которые в ряде случаев неплохо соответствовали динамическим структурам на сопутствующих измерениям спутниковых изображениях, или же данным ADCP-буксировок (Рис. 5). На Рис. 5а представлен спутниковый снимок MODIS-Aqua от 11 апреля 2016 г. с наложенной на него векторной схемой течений (белые и черные стрелки), буквой «А» обозначен центр мезомасштабного антициклонического вихря. Этот очень малоподвижный вихрь диаметром около 100 км располагался в зоне между Новороссийском и Туапсе всю первую половину апреля 2016 г. В 20-километровой прибрежной зоне моря в районе Геленджика–Новороссийска он создавал течение юго-восточного (ближе к берегу) и северо-восточного направления (дальше от берега), на Рис.5а маркированное белыми стрелками. При этом у самого берега существовало узкое вдольбереговое течение северо-западного направления (черные стрелки). Рассчитанные по радарным данным вектора поверхностного течения хорошо воспроизводят антициклонический характер циркуляции вод и смену направления течения вблизи берега (Рис. 5б). Более детальную картину течений на морском шельфе дают векторы течения, построенные по данным буксировки ADCP, выполненной 13 апреля 2016 г. Видно, как на двух перпендикулярных берегу галсах буксировки на расстоянии 2–3 км от берега, течение резко изменяет свое направление с северо-западного (у берега) на юго-восточное (мористее). Таким образом, карта течения, построенная по данным радарных измерений, соответствует как картине течения, реконструированной по спутниковому изображению, так и данным измерения скорости течения, с помощью буксируемого ADCP.

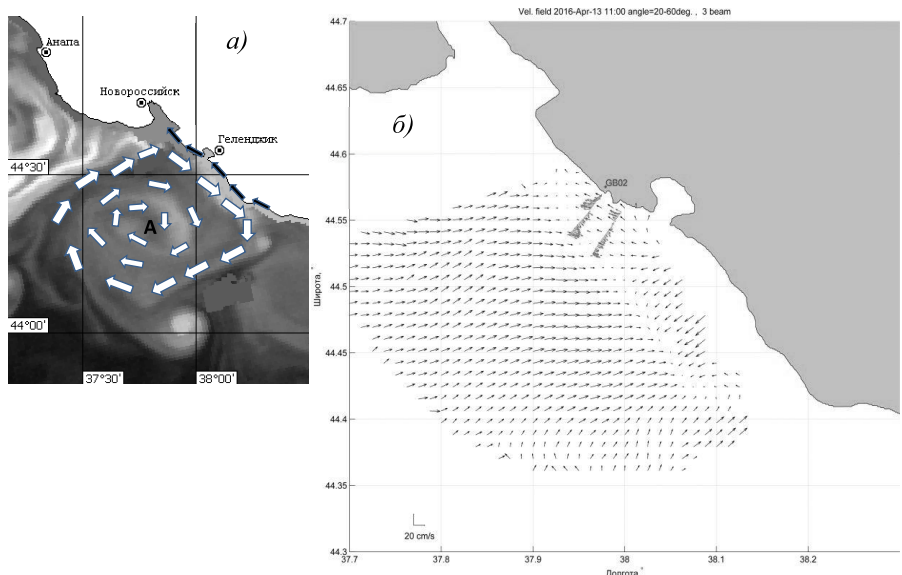


Рис. 5. Поверхностная циркуляция вод в Геленджикском районе Черного моря: а) спутниковое изображение MODIS-Aqua от 11 апреля 2016 г. с наложенной на него векторной схемой течений (белые и черные стрелки), буквой «А» обозначен центр мезомасштабного антициклонического вихря; б) карта полных векторов скорости течения от 13.04.2016 г., построенная по данным радиолокационных измерений с нанесенными на нее векторами скорости течения, построенными по данным судовой буксировки ADCP от 13.04.2016 г.

В других случаях соответствие карт скорости течения, построенных по данным радиолокационных измерений, было не таким хорошим. Несоответствие результатов одних измерений другим может быть связано с тем, что радарные измерения проводятся в приповерхностном слое толщиной менее одного метра, в то время как другие измерения, как правило, относятся к более глубоким слоям моря. Соответственно, влияние ветрового воздействия должно проявляться сильнее в данных радарных измерений.

В частности, измерения ADCP в верхних 2–3 м у поверхности воды обладают большим уровнем шума и ошибок, и по этой причине данные с этих горизонтов не могут быть использованы для анализа структуры течений. Буксируемый ADCP также не измеряет верхние 2–3 м из-за наличия «слепой» зоны. Дрифтеры позволяют измерять течения в верхнем 0.5 м слое, и на других глубинах (3–5 м), что позволяет использовать полученные с них данные для выявления неоднородности течений в самом верхнем слое. Однако дрифтеры обычно находятся в зоне измерений ADCP или радаров очень непродолжительное время.

Эксперименты весны 2016 г. показали, что степень совпадения результатов измерения с помощью различных приборов зависит от локального ветра. Хорошее совпадение результатов наблюдалось при наличии сильных течений (вихревых структур, при которых течение однородно по глубине), не связанных с локальным ветром. В случае неоднородного по глубине течения и сильной пространственной и временной изменчивости ветра расхождения между результатами измерений различными приборными комплексами становятся существенными, поскольку измерения течений физически производятся ими на различных глубинах.

Кроме того, результаты радиолокационных измерений скорости течения в прибрежной зоне должны иметь разную достоверность на радиальных лучах, имеющих разные углы по отношению к береговой линии. Это предположение основано на том, что в прибрежной зоне вдольбереговая составляющая скорости течения, как правило, в несколько раз больше, чем поперечная берегу составляющая, которая редко превышает 10 см/с [7]. В то же время, измерения радиолокатора не являются репрезентативными, если скорость течения меньше 7–10 см/с [13]. Соответственно, на лучах, имеющих угол к береговой линии, близкий к нормальному, 0 радиолокационные измерения скорости должны быть не достоверными в подавляющем большинстве случаев. В связи с этим, построение полей по данным «одноточечных» измерений должно иметь изъян в зоне, охваченной центральными радарными лучами.

Чтобы проверить выдвинутое выше предположение, в осенний период работ 2016 г. был проведен специализированный эксперимент по сопоставлению радарных измерений радиальных составляющих скорости течения с измерениями скорости течения на верхних горизонтах двумя донными станциями ADCP, расположенными на различных радарных лучах (см. Рис. 6).

Как видно на Рис. 6, радарный луч, проходящий через точку постановки ближайшего к берегу ADCP близок к нормальному к береговой линии, тогда как радарный луч, проходящий через точку постановки более дальнего от берега радара имеет угол с береговой линией, близкий к 48°. Можно ожидать, что: 1) значения радиальной скорости, измеряемой ближним к берегу ADCP, должны быть меньшими, чем измеряемой дальним ADCP; 2) соответствие значений радиальной скорости, измеренной радаром, и проекции скорости, измеренной донным ADCP, на проходящий через точку его постановки радарный луч, должно быть лучшим для дальнего ADCP.

Из Рис. 7 и 8 следует, что оба эти предположения подтверждаются данными измерений. В частности, на Рис. 7 изображены временные зависимости измеренной радаром скорости течения, проекции скорости течения, измеренной ADCP, на радарный луч и модуля скорости ветра, измеренной на ГМС г. Геленджика в период 06–10 сентября 2016 г. в точках расположения ближнего (Рис.7а) и дальнего (Рис.7б) донного ADCP.

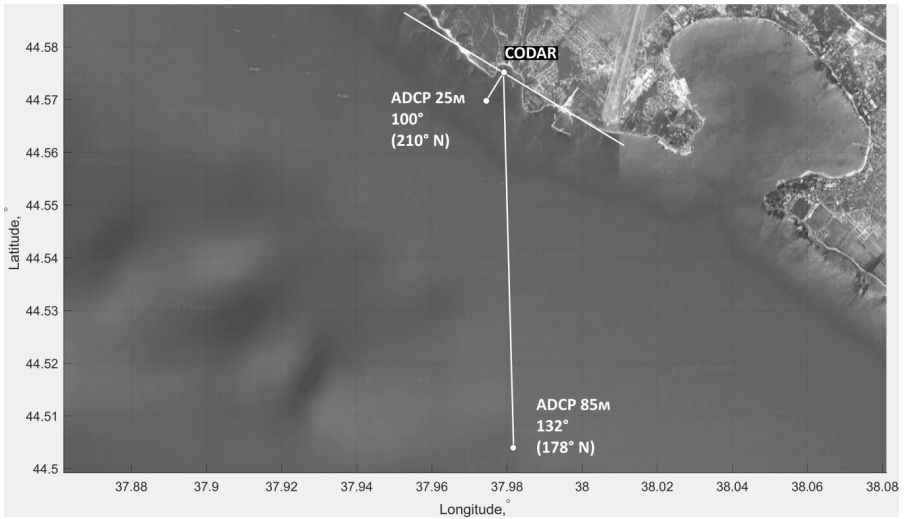


Рис. 6. Схема сопоставления радиальных скоростей течения, измеряемых радаром, с проекциями на ближайшие радарные лучи скоростей течения, измеряемых ADCP. Короткий отрезок белой линии – радарный луч, проходящий под углом, близким к 100° к береговой линии через точку расположения донного ADCP, расположенного на глубине 22 м на расстоянии около 1 км от берега, длинный отрезок – радарный луч, проходящий под углом 48° к береговой линии через точку расположения донного ADCP, установленного на глубине 85 м на расстоянии около 7 км от берега. Кружки на концах отрезков – точки расположения донных станций ADCP. Белая сплошная линия, составляющая -50° к северному направлению – схематизированная береговая линия.

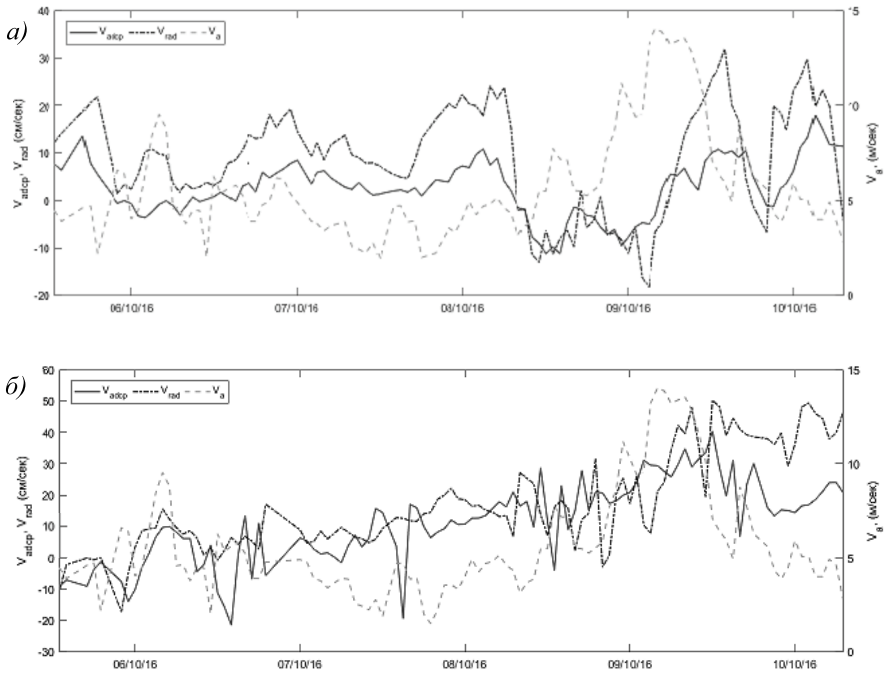


Рис. 7. Временные зависимости измеренной радаром скорости течения, проекции скорости течения, измеренной ADCP, на радарный луч, и модуля скорости ветра, измеренной на ГМС г. Геленджика в период 06–10 сентября 2016 г. в точках расположения ближнего (а) и дальнего (б) донного ADCP.

Видно, что значения скорости течения, измеренные радаром и донным ADCP, в среднем неплохо совпадают для точки расположения дальнего донного ADCP (Рис.7б). Наибольшие различия наблюдаются на масштабах времени, не превышающих нескольких часов, и они связаны с выбросами, физическая природа которых пока непонятна. Систематическое различие (измеренные радаром значения скорости почти вдвое превышают значения скорости, измеренные ADCP) становится значительным лишь в последние сутки проведения измерения, сразу после кратковременного, но существенно-го увеличения скорости ветра (до 12–13 м/с) в первую половину дня 9 октября.

Значения скорости течения, измеренные радаром и донным ADCP для точки расположения ближнего донного ADCP (Рис. 7а), довольно сильно расходятся практически для всего периода измерений. При этом значения радарной скорости превышают значения скорости, измеренные ADCP, которые, за ис-

ключением двух кратковременных событий, не превышают 10 см/с. Несмотря на различие в амплитудах, наблюдается положительная корреляция между изменениями скорости течения радаром и ADCP.

Как следует из Рис. 8, значения коэффициента корреляции между значениями скорости течения, измеренными радаром и донным ADCP, в целом возрастают с временным масштабом скользящего среднего, с помощью которого сглаживались ряды измерений. График зависимости коэффициента корреляции R от масштаба временного сглаживания более «гладкий» и закономерный для точки расположения дальнего донного ADCP. В этой точке $R > 0.75$ при шаге сглаживания $t \geq 6$ час и увеличивается до $R = 0.95$ при $t = 36$ час.

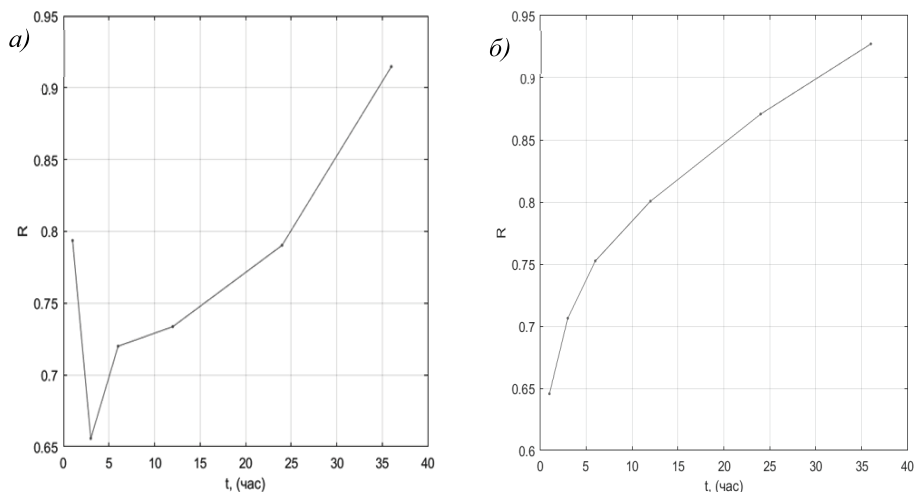


Рис. 8. Значения коэффициента корреляции R между значениями скорости течения, измеренными радаром и донным ADCP, от временного масштаба скользящего среднего, с помощью которого сглаживались ряды измерений: а) коэффициент корреляции данных измерений радара и ближнего ADCP; б) – коэффициент корреляции данных измерений радара и дальнего ADCP.

Очевидно, что промежуток времени порядка 5 суток, на котором проводилось сравнение, слишком мал, чтобы сделать окончательные выводы о хорошей сопоставимости данных измерений скорости радаром и донными ADCP. Представляется целесообразным продолжить данный эксперимент по сопоставлению в 2017 г. и произвести его на существенно большем промежутке времени (нескольких месяцев), на протяжении которого можно ожидать значительно большего разнообразия гидродинамических и метеорологических

ситуаций. Эксперимент такого рода позволит установить условия, при которых радарные измерения репрезентативно воспроизводят динамику вод верхнего слоя моря.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №14-50-00095.

EXPERIMENT FOR MEASURING SURFACE CURRENT VELOCITY IN THE BLACK SEA COASTAL ZONE BY THE DOPPLER HF RADAR

Zatsepin A.G., Gorbatsky V.V., Baranov V.I., Dudko D.I., Kuklev S.B., Sabinin K.D., Solov'ev D.M., Telegin V.A., Shpilev N.N.

The paper presents some results of measurements of the spatial structure of currents using the Sea Sonde Doppler shortwave radar with an operating frequency of 25 MHz at the Black Sea coastal zone in the vicinity of Gelendzhik, where multiscale vortex structures are often observed. The measurements were carried out with a single radar, using a measurement technique from one point near the shoreline. The results of current measurements are shown in the form of a spatial map of the velocity vectors of currents in the observed region with dimensions of 20×20 km. In addition, a comparison was made between radial velocity data measured by the radar and ADCP bottom stations located on the respective radar beams. Sufficiently high correlations between the radar and ADCP velocity measurements are established.

Литература

1. Баранов В.И., Горбачкий В.В., Дудко Д.И., Зацепин А.Г., Краюшкин Е.В., Куклев С.Б., Куклева О.Н., Лаврова О.Ю., Мысленков С.А., Назирова К.Р., Осокина В., Подымов О.И., Сильвестрова К.П., Соловьев Д.М., Телегин В.А., Шпилев Н.Н. Новый подход к исследованию субмезомасштабной динамики вод черноморского шельфа дистанционными и контактными методами // 13-я Всероссийская открытая конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". – Москва, ИКИ РАН, 16-20 ноября 2015 г., с. 236. http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/thesisshow.aspx?page=109
2. Гарбацевич В.А., Телегин В.А., Лапшин В.С., Шабалдин Н.А., Иванов И.И., Ивонин Д.В. Малогабаритная многочастотная РЛС декаметрового диапазона для мониторинга океана и ионосферы. Концепция разработки. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2011, т. 8, № 4, с. 100-106.
3. Гарбацевич В.А., Лапшин В.С., Телегин В.А., Бузинский Н.Л., Шабалдин Н.А., Максимова Н.С., Иванов И.И., Ивонин Д.В. РЛС декаметрового

- диапазона, предназначенная для радиолокационного мониторинга природных сред - Москва: Специальная техника, 2012, №3, с. 30-34.
4. Горбачкий В.В., Гудошников Ю.П., Нестеров А.В. Измерения течений на морской поверхности доплеровским радаром, установленным на судне. // XXVII Всероссийский симпозиум «Радиолокационное исследование природных сред», 2011, Санкт-Петербург, Военно-космическая академия им. А. Ф. Можайского, тезисы докладов, с. 111–115.
 5. Горбачкий В.В., Сабинин К.Д., Телегин В.А. Измерение вихревой структуры течений на морской поверхности в Чёрном море доплеровским КВ-радиолокатором // XXIX Всероссийский симпозиум «Радиолокационное исследование природных сред» г. Санкт-Петербург 25-26 марта 2015 г., Военно-космическая академия им. А. Ф. Можайского, тезисы докладов, с. 109-112.
 6. 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.
 7. 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.
 8. Зацепин А. Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В., Низов С.С., Пиотух В.Б., Соловьев В. А., Швоев Д.А., Цибульский А.Л., Куклев С.Б., Куклева О.Н., Москаленко Л.В., Подымов О.И., Баранов В.И., Кондрашов А.А., Корж А.О., Кубряков А.А., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря. // ФАО, 2014, №1. с.16-29.
 9. Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаев Г.К., Залесный В.Б. Информационно-вычислительные технологии – новый этап развития оперативной океанографии // ФАО, 2013, т.49, №6, с.629-642.
 10. Мысленков С.А., Зацепин А.Г., Сильвестрова К.П., Баранов В.И. Использование дрейфующих буев и буксируемого профилографа для исследования течений на шельфе // Вестник Московского университета, 2014, серия 5, география, №6, с. 73-80.
 11. 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. 259-268.
 12. Университет Гамбурга WERA (<http://ifmaxp1.ifm.uni-hamburg.de>)

13. Barrick, D.E., M.W. Evens, and B. L. Weber. Ocean surface currents mapped by radar, *Science*, 1977, v. 198, p. 138-144. CODAR OCEAN SENSORS (www.codaros.com)
14. Dexter P. Summerhayes C.P. Ocean Observations - the Global Ocean Observing System (GOOS). Chapter 11 in Pugh, D., and Holland, G., (eds.). *Troubled Waters: Ocean Science and Governance*. CUP, Cambridge. 2010. p. 161-178.
15. Gopalarishan G., Blumberg A.F. Assimilation of radar - derived surface currents on tidal – timescales // *J. Operat. Oceanogr*, 2012, v.5. №1. p.75-87.
16. Lynch, D. R., M.J. Holboke, and C.E. Naimie. The Maine coastal current: spring climatological circulation // *Continental Shelf Research*, 1997, v. 17, p. 605-634.
17. Lovato T., A.A. Androssov, G. Ficca, R. Pastres, and A. Rubino: Extreme oceanic events in the lagoon of Venice simulated by an atmospheric/oceanic model, *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, 38, 2007, p. 166.
18. 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, v.61, p.797-806.

ЧИСЛЕННЫЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ НА СВОБОДНЫЕ И ВЫНУЖДЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ И ТЕЧЕНИЯ В АЗОВСКОМ МОРЕ

Черкесов Л.В., Шульга Т.Я.

ФГБУН «Морской гидрофизический институт РАН»

Методом математического моделирования исследовано влияние неоднородных перемещающихся полей атмосферного давления на течения, свободные и вынужденные колебания уровня Азовского моря, вызываемые действием постоянного ветра. Проверена гипотеза о роли резонансного механизма в возникновении экстремально высоких амплитуд сгонно-нагонных колебаний и сейш, генерируемых перемещающимся барическим полем со скоростью, равной скорости свободной длиной волны. Установлено, что при одном и том же ветре перемещающиеся над акваторией Азовского моря барические возмущения вызывают вынужденные, а после прекращения их действия – свободные колебания с амплитудами, которые на 14 % больше, чем полученные при постоянном атмосферном давлении. Показано, что перемещению барического фронта, скорость и время движения которого выбраны с учетом предположения о генерации волн с максимальными амплитудами, принадлежит важная, но не решающая роль при формировании структуры течений и колебаний уровня Азовского моря.

Введение

Колебания уровня и течений в морях и океанах формируются под действием различных внешних и внутренних сил, многообразии влияния которых приводит к образованию разномасштабных океанологических процессов с периодами от нескольких секунд до нескольких десятков лет. Важную роль в формировании экстремальных уровней и гидрологических процессов в прибрежной области Азовского моря имеют сгонно-нагонные, сейшевые и сейшеобразные колебания, представляющие собой волновые движения с периодами от нескольких часов до нескольких суток [1, 7]. При этом структура доминирующих продольных собственных колебаний такова, что их вершины приходятся на районы, расположенные вблизи крупных населенных пунктов [4, 8]. Поэтому представляет интерес изучение влияния сейшеобразных колебаний на формирование экстремальных амплитуд колебаний уровня и течений Азовского моря.

Частой причиной сейшеобразных колебаний в природных бассейнах является изменение атмосферного давления. Резкое изменение давления в различных частях водоема приводит в колебательное движение всю массу воды в нем. Сейши со значительной амплитудой возникают при явлении резонанса,

когда период собственных колебаний бассейна совпадает с периодом вынуждающей силы. При этом относительно малые перепады давления на краях водоема и соответствующие им малые разности уровней вызывают значительные сейши. Барический фронт, двигаясь над водной поверхностью со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны, формирует экстремальные нагоны и сгоны, переходящие после прекращения действия атмосферных возмущений в сейши с большой амплитудой.

Поведение волн в области атмосферных фронтов начали изучать сравнительно недавно, и практического опыта прогнозирования свободных и вынужденных колебаний в этих условиях пока еще недостаточно [1, 12, 13]. Изучение сейшеобразных колебаний в Азовском море и анализ данных натуральных наблюдений приведены в [4, 14, 15]. Сейшевые колебания уровня и течения, возникающие в этом море в результате нагонов величиной 1 м на открытой границе, исследованы в [8] в рамках линейной двумерной математической модели.

Настоящее исследование является продолжением работ [5, 6], посвященных изучению свободных и вынужденных колебаний уровня Азовского моря в рамках трехмерной нелинейной сигма-координатной модели. В этой работе на основании анализа результатов численного моделирования исследовано развитие течений, сгонно-нагонных и сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря в поле возмущений атмосферного давления. Проверена гипотеза о роли резонансного механизма в возникновении экстремально высоких амплитуд сгонно-нагонных колебаний и сейш, генерируемых перемещающимся над морем барическим полем со скоростью, равной скорости свободной длинной волны. При этом период возмущающих давлений равен периоду собственных колебаний жидкости в бассейне. Установлены пространственно-временные особенности сейшеобразных колебаний, возникающих после прохождения атмосферных образований. Сделаны выводы о зависимости характеристик штормовых нагонов и сейш от параметров атмосферных воздействий.

Постановка задачи. Используемая модель и ее параметры.

Уравнения модели. Начальные и граничные условия. Исследование свободных и вынужденных колебаний в Азовском море выполнено методом математического моделирования. Для этого использована трехмерная баротропная нелинейная сигма-координатная модель *ПОМ* [18], которая базируется на системе дифференциальных уравнений динамики моря [17]. Эта модель учитывает переменную глубину водоема, силу Кориолиса, переменное атмосферное давление, трение на дне и свободной поверхности:

$$\frac{du}{dt} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = 2 \frac{\partial}{\partial x} \left(A_M \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = 2 \frac{\partial}{\partial y} \left(A_M \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} + g\rho = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (4)$$

Здесь использованы следующие обозначения: x, y, z – пространственные переменные; ось x направлена на восток, ось y – на север, ось z – вертикально вверх; t – время; $u(x, y, z, t), v(x, y, z, t)$ – компоненты вектора горизонтальной скорости течений; $w(x, y, z, t)$ – вертикальная компонента скорости течений; $P(x, y, z, t) = P_{\text{атм}} + g\rho_0(\zeta - z)$ – давление на глубине z на основании интегрирования (3) по вертикали, $P_{\text{атм}} = 1013,25$ гПа – стандартное атмосферное давление при температуре 0°C на широте 45° ; ρ – плотность воды; $\rho_0 = (\zeta + H)^{-1} \int_{-H}^{\zeta} \rho dz$ –

средняя плотность воды по глубине; g – ускорение свободного падения; f – параметр Кориолиса; K_M – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, для определения которого используется теория Меллора – Ямады [21]; A_M – коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости, вычисляемый по формуле Смагоринского [23].

На поверхности моря задаются универсальное условие для w и граничные условия для горизонтальной скорости как поток импульса от напряжений трения ветра:

$$w|_{z=\zeta} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \quad K_M \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=\zeta} = (\tau_{0x}, \tau_{0y}), \quad (5)$$

где $(\tau_{0x}, \tau_{0y}) = \rho_a c_a |\mathbf{U}_W| (u_W, v_W)$, \mathbf{U}_W – вектор скорости ветра на стандартной высоте 10 м над поверхностью морской воды, u_W и v_W – компоненты вектора скорости ветра, ρ_a – плотность воздуха при стандартных атмосферных условиях (кг/м^3), c_a – коэффициент поверхностного трения, который меняется в зависимости от скорости ветра:

$$10^3 c_a = \begin{cases} 2,5, & |U_w| > 22 & \text{м} \cdot \text{с}^{-1}, \\ 0,49 + 0,065|U_w|, & 8 \leq |U_w| \leq 22 & \text{м} \cdot \text{с}^{-1}, \\ 1,2, & 4 \leq |U_w| \leq 8 & \text{м} \cdot \text{с}^{-1}, \\ 1,1, & 1 \leq |U_w| \leq 4 & \text{м} \cdot \text{с}^{-1}. \end{cases} \quad (6)$$

Выражение (6) следует из [20] для скорости ветра меньше 22 м/с, в других случаях c_a – константа, предложенная в [22].

На дне задаются условия непротекания, выраженные кинематическим граничным условием (отражающим факт отсутствия потока, нормального к границе) и квадратичной параметризацией придонного трения:

$$\left(w + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) \Big|_{z=-H} = 0, \quad K_M \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H} = (\tau_{1x}, \tau_{1y}), \quad (7)$$

где $(\tau_{1x}, \tau_{1y}) = c_b |U_b|(u_b, v_b)$, u_b и v_b – горизонтальные компоненты скорости течения в узлах сетки у дна бассейна, $c_b = \max\{k^2(\ln(H+z_b)/z_0)^{-2}; 0,0025\}$ – коэффициент донного трения. Здесь $z_0 = 3$ см – параметр шероховатости; z_b – ближайший к дну узел сетки; $k = 0,4$ – константа Кармана. На боковых границах для скорости задаются условия отсутствия нормального потока $U_n = 0$ и прилипания $U_\tau = 0$, где \mathbf{n} и $\boldsymbol{\tau}$ – нормальное и тангенциальное направления. В качестве начальных (при $t = 0$) принимаются условия отсутствия движения жидкости и горизонтальности свободной поверхности до начала действия атмосферных возмущений.

Дискретизация модели проведена на C -сетке, операторы переноса аппроксимируются с помощью TVD -схемы (*Total Variation Diminishing*) [24]. Используются равномерные шаги по горизонтальным координатам $\Delta x = \Delta y = 1,4$ км и по σ – координате. Выбор шагов интегрирования по временным и пространственным координатам осуществляется в соответствии с критерием устойчивости для баротропных волн [19]. Топография дна расчетной области на модельную сетку интерполирована из массива глубин, взятого из навигационных карт. Изучение свободных и вынужденных колебаний жидкости в Азовском море проведено с использованием результатов численных расчетов по указанной баротропной модели, адаптированной к бассейну Азовского моря [16].

Входные метеорологические данные.

Согласно наблюдениям, на территориях морских акваторий, пересекающихся либо соприкасающихся с континентами, в переходные сезоны возникают фронтальные зоны, которые перемещаются со скоростью 30–35 км/ч (8–10 м/с) и проходят за сутки 600–800 км. Ширина фронтальной поверхности

составляет несколько десятков километров, покрывающих акваторию Азовского моря. Режимы ветра и волнения перед фронтом и за ним существенно различаются. В зонах фронтов, особенно холодных, имеют место значительные градиенты температуры воздуха, влажности и других метеорологических параметров, которые способствуют резкому усилению ветра до уровня шквального [1, 2]. В ходе вычислительных экспериментов воспроизведены сценарии прохождения сезонных атмосферных фронтов над Азовским морем (Рис. 1). Движение границы раздела областей давлений совершается по одной из заданных траекторий: меридиональной (Рис. 1а), зональной (Рис. 1б, г), диагональной (Рис. 1в). Барический градиент, ширина фронтальной зоны, а также их значения в областях повышенного и пониженного давлений принимаются на основе анализа обобщенных справочных гидрометеорологических данных [1, 2].

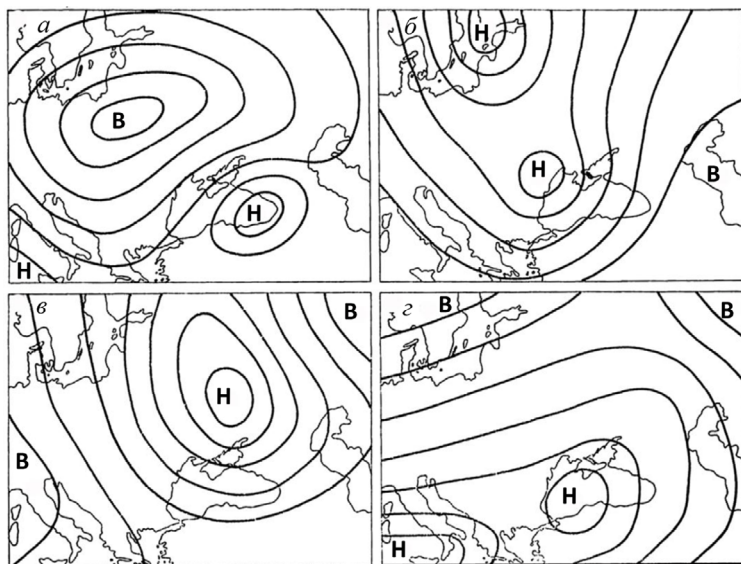


Рис. 1. Типы барических синоптических процессов для района Азовского моря: антициклон над центральными районами европейской части России (а), антициклон над Малой Азией и Казахстаном (б), антициклон с отрогом над Балканским п-овом (в), средиземноморские циклоны (г)

Скорость и время движения барического поля выбраны с учетом предположения о генерации волн с максимальными амплитудами. Это возможно, когда период вынуждающей силы приближается к периоду собственных колебаний бассейна. При этом барический фронт, перемещающийся над водной поверхностью со скоростью, близкой к \sqrt{gH} , формирует высокие нагоны у берегов, вызывающие затем сейши с большой амплитудой [8].

Время перемещения фронта (t_f) над всей акваторией моря задается равным первому наибольшему подъему уровня Азовского моря, происходящему в течение половины периода старшей моды свободных колебаний. Его значение определяется, исходя из данных наблюдений и результатов аналитических расчетов. Так, в [1, 2, 4] отмечены сейши с периодами 6–7 и 23 ч ($T_{\text{набл}}$). Теоретические значения периодов ($T_{\text{Мериан}}$) получены по формуле Мериана с учетом поправки Рэлея [4]:

$$T_{\text{Мериан}} = \frac{2L}{\sqrt{gh}}(1 + \varepsilon), \quad \varepsilon = \frac{b}{\pi l} \left(\frac{3}{2} - \ln \frac{\pi b}{l} - C_\varepsilon \right). \quad (8)$$

Здесь $C_\varepsilon = 0,5772$ – постоянная Эйлера; $L = 360$ км – длина моря (по линии Геническ – Перебойный); $h = 10$ м – средняя глубина моря; $b = 30,6$ км – ширина пролива у входа в Таганрогский залив; $l = 137$ км – длина Таганрогского залива. Период первой моды, вычисленный по формуле (8), равен 24,1 ч.

Таким образом, сравнивая значения $T_{\text{набл}}$ и $T_{\text{Мериан}}$, считаем, что доминирующие продольные собственные колебания первой моды уровня Азовского моря имеют период, близкий к $T = 24$ ч. Структура этой моды такова, что одна ее вершина находится в Таганрогском заливе, а противоположная – вблизи Геническа. Поэтому представляет интерес изучение влияния неоднородных барических полей на формирование сгонно-нагонных явлений и сейшеобразных колебаний в этих районах.

Исследование гипотезы о возникновении экстремальных сейш при изменении атмосферного давления в различных частях моря выполнено на основе анализа результатов двух серий численных экспериментов. Условия проведения экспериментов различались резонансными механизмами формирования экстремальных амплитуд сгонно-нагонных колебаний и сейш Азовского моря. В первой серии экспериментов характеристикой барического фронта является период действия неоднородного поля атмосферного давления, кратный периоду собственных колебаний бассейна, во второй серии экспериментов – скорость, близкая к скорости свободной длинной волны.

В каждом эксперименте развитие фронта происходит в поле фоновых стационарных течений, а начало его движения соответствует времени установления движения жидкости ($t_{\text{ст}} = 48$ ч) [5]. Установившиеся движения в Азовском

море генерируются действием однородного по времени и пространству юго-западного ветра со скоростью $|\mathbf{U}_W| = 10$ м/с. На этом этапе ($0 \leq t \leq t_{st}$) атмосферное давление постоянно по всей акватории моря, его значение равно стандартному атмосферному давлению ($P_{атм}$).

Следующий этап эксперимента соответствует прохождению по акватории Азовского моря неоднородного поля атмосферного давления. От начала его движения ($t_{st} = 48$ ч) акватория моря разделяется на части: область D , над которой давление постоянно и равно нормальному атмосферному давлению $P_{атм}$, и область \bar{D} , над которой перемещается неоднородное барическое поле. Размеры областей D и \bar{D} изменяются с течением времени и ограничены размерами расчетной сетки бассейна Азовского моря ($0 \leq x \leq x_{max} = 350$ км, $0 \leq y \leq y_{max} = 250$ км). Функция $P_a(x, y, t)$, моделирующая давление в атмосферном фронте, задается двумя различными аналитическими выражениями для областей D и \bar{D} :

$$P_a(x, y, t) = \begin{cases} P_{атм} = \text{const}, & (x, y) \in D, \\ P_{атм} + a(t - t_{st}), & (x, y) \in \bar{D}, \end{cases} \quad (9)$$

Она также зависит от времени, которое изменяется в промежутке $t_{st} \leq t \leq t_f$. Коэффициент a подобран так, что $P_a(x, y, t)$ имеет единственный скачок с амплитудой, равной градиенту приземного давления вдоль линии фронта ($a(t_f - t_{st}) = \Delta P_\phi$). При этом ΔP_ϕ рассчитывается по известному в данном эксперименте значению скорости ветра на основании формулы $|\mathbf{U}_W| = 0,7 \sqrt{(4,8/\sin \varphi)^2 (\Delta P_\phi^2 + \alpha^2 \Delta t_\phi^2) + 64}$, предложенной в [9]. Здесь Δt_ϕ – перепад температуры воздуха в зоне фронта на расстоянии 50 км; α – переходный коэффициент; φ – географическая широта.

Области постоянного и переменного атмосферного давления (D и \bar{D}) занесены по обе стороны от линии фронта γ , положение которой зависит от текущих координат (x, y) и времени (t) . Задание пространственной кривой γ выполнено с использованием параметрических выражений $\gamma: x = x(t), y = y(t)$. Вид параметрических уравнений определяет конфигурацию линий фронта: прямые – с определенным углом наклона, кривые – с заданным радиусом кривизны. Скорость и время передвижения возмущающих барических полей по акватории Азовского моря вычисляется по скорости \mathbf{U}_γ и времени движения границы фронта t_f . Для указанных серий численных экспериментов эти величины определяются по-разному.

Для первой серии численных экспериментов период действия атмосферных возмущений t_f выбираем кратным периоду старшей моды свободных колеба-

ний Азовского моря T . В этом случае модуль скорости передвижения границы фронта находим на основании формулы $|U_\gamma| = 2L/T$. Для второй серии расчетов скорость движения границы области атмосферного давления – величина переменная. Она равна скорости свободной длинной волны, зависящей от глубины моря ($|U_\gamma(H)| = \sqrt{gH}$). В этом случае время действия атмосферных возмущений при разной скорости их передвижения различно и определяется из известного соотношения $t_f = L/|U_\gamma(H)|$.

Анализ результатов численного моделирования

В рамках математической модели выполнен расчет экстремальных нагонов и стонов, вызванных действием барических возмущений, и определены максимальные характеристики свободных колебаний в Азовском море, возникающих после прохождения атмосферных фронтов. Величины амплитуд уровня, скоростей течений и периодов сейшеобразных колебаний подробно анализируются по расчетам, полученным на береговых станциях моря и в районах центральной части бассейна.

Таганрогский залив, расположенный в северо-восточной части Азовского моря, представляет собой бассейн почти прямоугольной формы протяженностью 137 км и максимальной шириной 30 км. Одноузловая продольная сейша, доминирующая в Таганрогском заливе, влияет на формирование стонно-нагонных колебаний уровня, и это влияние может быть существенным при совпадении периодов собственных и вынужденных колебаний.

1. Целью численных экспериментов является исследование реакции свободных и вынужденных колебаний уровня Азовского моря на прохождение барического поля за время, равное периоду собственных колебаний бассейна. Воздух движется из области с высоким давлением в область с низким давлением под влиянием барического градиента. При этом, как только воздух приходит в движение, начинает действовать и сила Кориолиса, которая отклоняет его поток вправо. С увеличением скорости ветра увеличивается и отклонение его направления под влиянием силы Кориолиса, в результате чего геострофический ветер движется уже не от области высокого в область низкого давления, а вдоль изобары.

Траектории движения неоднородных барических полей над Азовским морем, принятые в численных экспериментах, показаны на Рис. 2. Изолинии барических полей соответствуют моменту времени 9 ч, отсчитываемому от начала движения полей пониженного давления. На Рис. 2а, б показаны примеры распространения этих областей со скоростью $|U_\gamma| = 8$ м/с в направлении действующего зонального ветра по линии Геническ – Перебойный. Они различаются геометрией линий раздела (γ) – на Рис. 2б это прямая линия с углом

наклона 90° к оси x . Движение границы раздела областей давлений по диагональной траектории (с углом наклона 135° к оси x) показано на Рис. 2а.

Результаты расчетов экстремальных отклонений уровня моря, полученные при постоянном давлении, а также при прохождении неоднородного барического фронта, и вызванных действием одного и того же стационарного западного ветра скоростью 10 м/с, приведены в Таблице 1. Здесь даны максимальные и минимальные значения отклонений уровня на береговых станциях Азовского моря в момент прекращения действия ветра (ζ_{st} , ζ_{extr}) и первые последовательные экстремумы амплитуд сейшеобразных колебаний ($\zeta_{1,2}$) с соответствующими им моментами времени ($t_{1,2}$), отсчитываемыми от момента времени t_{st} . В левой части таблицы представлены результаты моделирования при неизменном давлении $P_{атм}$, в правой части – при прохождении через всю акваторию области переменного давления $P_a(x, y, t)$ со скоростью 8 м/с.

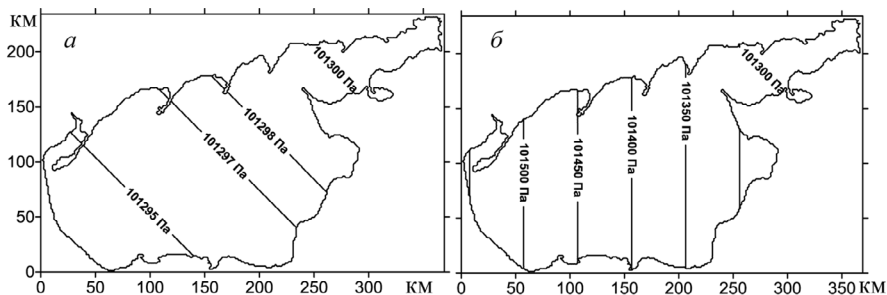


Рис. 2. Движение области переменного атмосферного давления со скоростью 8 м/с в направлении Геническ – Перебойный при различной геометрии ее границ: а – прямая под наклоном 135° к оси x ; б – прямая под наклоном 90° к оси x .

Из анализа данных, приведенных в левой части Таблицы 1, следует, что действующий ветер вызывает максимальные стационарные нагоны на ст. Геническ (2,02 м), сгоны – на ст. Ейск (2,44 м), Приморско-Ахтарск (1,75 м) и Таганрог (1,58 м). В сравнении с экстремумами амплитуд отклонений уровня, вызванных прохождением барического поля, видно, что наибольшие различия на указанных станциях составляют 14%.

Таблица 1.

Стационарные сгоны и нагоны (ξ_{st} , м), экстремумы амплитуд вынужденных (ξ_{extr} , м) и двух первых сейшеобразных ($\xi_{1,2}$, м) колебаний с соответствующими моментами времени ($t_{1,2}$, ч) при постоянном атмосферном давлении и после прохождения барического фронта со скоростью 8 м/с под действием стационарного ветра скорости 10 м/с

Станция	$P_{атм}$					$P_a(x, y, t)$				
	ξ_{st}	ξ_1	t_1	ξ_2	t_2	ξ_{extr}	ξ_1	t_1	ξ_2	t_2
Геническ	2,02	-0,27	9,5	0,33	16,5	2,15	-0,28	10,0	0,39	16,8
Бердянск	0,25	-0,57	2,5	0,46	7,7	0,25	-0,60	2,8	0,48	7,7
Мариуполь	-1,53	-0,01	12,3	-0,20	20,2	-1,82	-0,01	12,5	-0,21	20,6
Таганрог	-1,58	-0,89	24,3	0,30	31,5	-1,64	-0,97	24,4	0,35	31,5
Ейск	-2,44	-0,06	18,3	0,21	28,5	-2,62	-0,07	18,7	0,25	28,9
П.-Ахтарск	-1,75	0,92	5,3	-0,10	13,9	-1,88	0,95	5,5	-0,10	13,9
Темрюк	-0,18	1,03	2,7	-0,14	13,5	-0,18	1,07	3,1	-0,14	13,6
Опасное	0,32	0,93	1,7	-0,08	13,0	0,37	0,93	2,2	-0,09	13,1
Мысовое	0,98	-0,20	8,7	0,26	15,4	1,06	-0,22	8,7	0,30	15,6

Используя данные, приведенные в Таблице 1, выполним анализ сейшеобразных колебаний, полученных на станциях, где имеют место наибольшие сгонно-нагонные явления. На ст. Ейск, где возникает наибольший сгон ($-2,44$ м; $t = t_{st}$), прекращение действия ветра вызывает последующее повышение уровня ($\xi_1 = -0,06$ м; через 18,3 ч). При этом размах первого колебания составляет 2,38 м. В дальнейшем уровень продолжает повышаться и через 10,2 ч достигает наибольшего значения 0,21 м, размах второго колебания (0,27 м) в 8,8 раза меньше первого.

Прохождение барического фронта приводит к изменениям значений размахов и периодов свободных колебаний, которые на ст. Ейск существенно различаются. Так, в момент прекращения действия возмущений, понижение уровня на 2,62 м формирует последующие свободные колебания с размахами 2,55 и 0,32 м. Отметим, что величина стационарного сгона на этой станции на 7 % меньше нестационарного, отлчия размахов сейшеобразных колебаний не превышают 16 %, а их периодов – 0,5 ч. Так как в обоих случаях основой генерации волн и течений являлся один и тот же ветер, то эта разница, очевидно, обусловлена прохождением барического фронта с перепадом давления 100 гПа.

На Рис. 3 приведены поля течений в поверхностном слое Азовского моря через равные промежутки времени (3 ч) от момента прекращения всех внешних воздействий. Видно, что при различных скоростях действующего ветра

максимумы скоростей течений смещены в сторону Таганрогского залива. Нулевые значения скоростей течений разбросаны по акватории. При этом одному и тому же направлению перемещения границы барических возмущений над акваторией соответствуют противоположные по направлению течения.

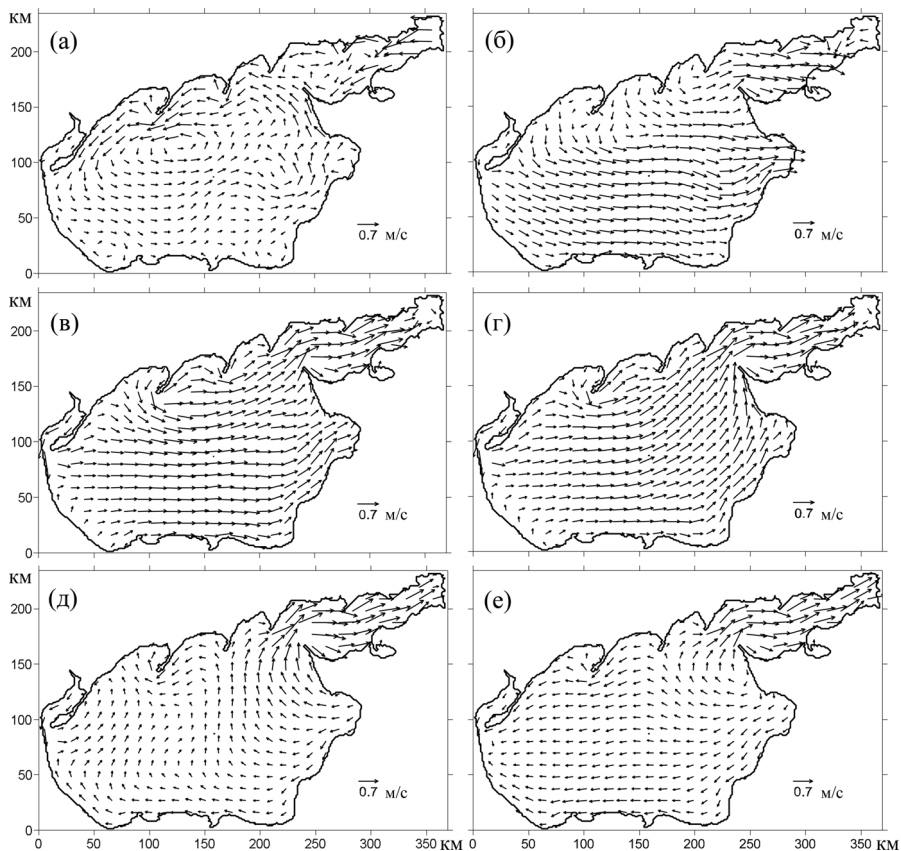


Рис. 3. Поля течений Азовского моря при установившемся движении (а), в момент прекращения действия ветра (б), через 3 ч (в), через 6 ч (г), через 9 ч (д), через 12 ч (е)

2. Следующая серия экспериментов проведена с целью анализа влияния резонансных характеристик, связанных со скоростью свободной длинной волны. Скорость движения полей атмосферного давления ($|U_{\gamma}(H)|$) над акваторией рассчитывается на основе известного дисперсионного соотношения и является функцией, зависящей от глубины природного бассейна. В Таблице 2 представлена зависимость экстремальных амплитуд колебаний уровня Азовского моря от скорости перемещения границы барического возмущения в меридиональном направлении в поле постоянного западного ветра скорости 10 м/с.

Таблица 2.

Зависимость экстремальных характеристик волнения от скорости перемещения полей атмосферного давления ($|U_{\gamma}(H)|$) над Азовским морем

$ U_{\gamma}(H) $, м/с	ζ_{\max} , м	ζ_{\min} , м	$ U _{\max}$, м/с
8,3	0,56	0,40	0,26
8,9	0,66	0,46	0,27
9,4	0,74	0,52	0,30
9,9	0,70	0,50	0,28
10,4	0,68	0,48	0,24
10,9	0,64	0,44	0,23
11,3	0,58	0,40	0,22
11,7	0,58	0,40	0,21

Скорость барического фронта, как и свободной длинной волны, изменяется в зависимости от глубины моря (7–14 м). Сравнение данных результатов, представленных в Таблице 2, с результатами расчетов, проведенных при постоянном значении атмосферного давления [6], подтверждает гипотезу о влиянии движущихся барических образований на колебания уровня и скорости течений Азовского моря. Увеличения экстремальных амплитуд колебаний уровня и максимальных скоростей течений ($\zeta_{\max} = 0,56$ м, $\zeta_{\min} = 0,4$ м, $|U|_{\max} = 0,26$ м/с) по сравнению с неизменной величиной давления ($P_{\text{атм}}$) достигают 20; 23 и 14 %.

Из анализа данных, представленных в Таблице 2, следует, что скорость передвижения барических возмущений влияет на максимальные скорости и отклонения уровня моря. Наибольшие значения этих величин достигаются при скорости фронта $|U_{\gamma}(H)| = 9,4$ м/с, соответствующей глубине моря 9 м. Время прохождения этого барического образования от крайней западной до крайней восточной границы Азовского моря составляет 10 ч. 40 мин. Отметим, что

фронт, перемещающийся дальше, например, со скоростью 8,3 м/с (12,8 ч), оказывает меньшее воздействие на параметры волновых движений.

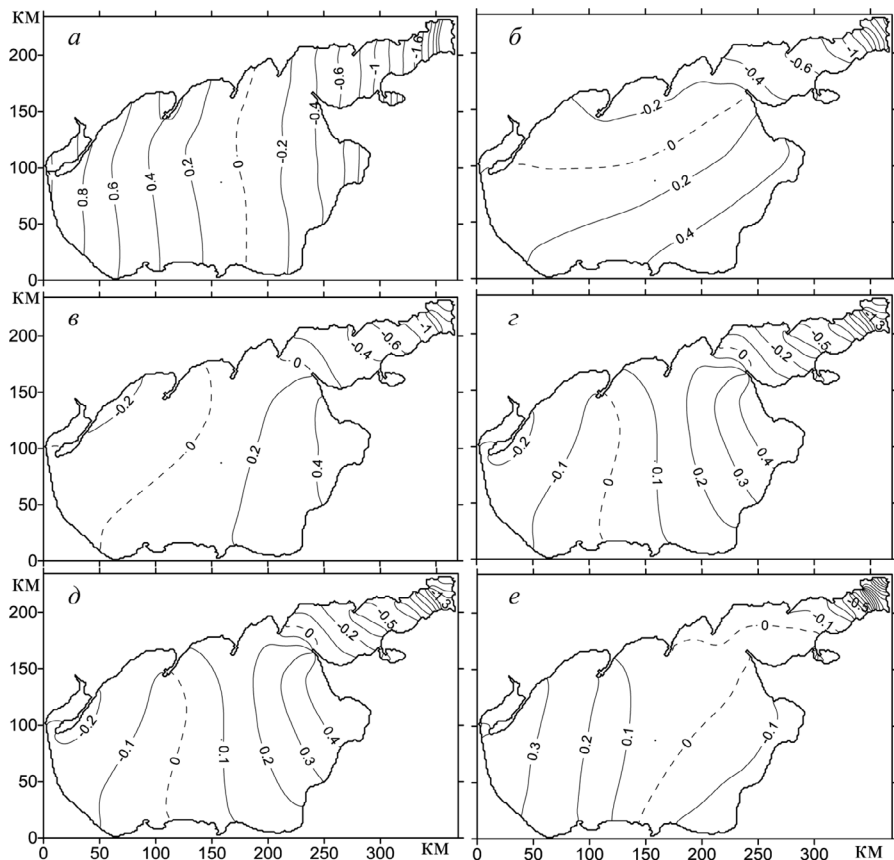


Рис. 4. Изолинии уровня (м) Азовского моря в те же моменты времени, что и на Рис. 3.

По результатам эксперимента исследуем изменение уровня свободной поверхности в момент установления движения жидкости, прохождения атмосферного возмущения над всей акваторией моря через равные промежутки времени (3 ч.) от момента прекращения всех внешних воздействий. На Рис. 4 представлены результаты численного эксперимента прохождения барического возмущения над Азовским морем с запада на восток в поле постоянного ветра,

дующего со скоростью 10 м/с в том же направлении. При этом перемещение границы раздела воздушных масс с перепадом атмосферного давления происходит со скоростью свободной длинной волны ($|U_y(H)| = 8,29$ м/с), полученной по среднему значению глубины моря 7 м. Время прохождения атмосферного возмущения выбрано равным половине периода свободных колебаний ($t_f = T_{\text{Меридиан}}/2 = 12$ ч). В момент прекращения действия ветра (Рис. 4а) динамика вод определяется узловой линией, проходящей через центр бассейна, и максимум амплитуды в западной и восточной частях бассейна.

При дальнейшем развитии процесса свободных колебаний возрастает генерация вихревых возмущений, узловая линия асимметрично вращается против часовой стрелки, занимая продольное (Рис. 4б) и диагональное (Рис. 4в) положение. Свободные колебания через 11 ч после прекращения действия ветра (Рис. 4г) представляют собой двухузловую сейшу с центральной узловой линией, повторяющей ее конфигурацию в начальный период времени ($t = t_{\text{ст}}$; Рис. 4а). Две более короткие узловые линии симметричны, они являются полукругностями, диаметры которых располагаются перпендикулярно направлению атмосферного фронта. Наименьшая интенсивность свободных колебаний уровня отмечается в центральной области бассейна. Через 12 ч (Рис. 4д) система двухузловых сейш перемещается в восточном направлении, при этом наибольшие отклонения уровня имеют место в противоположных углах бассейна. Дальнейшее развитие процесса свободных колебаний (Рис. 4е) приводит к тому, что участки малых узловых линий компенсируются, объединяясь в одну, проходящую по диагонали бассейна, разделяющую его на области возвышения и опускания уровня.

Основные результаты исследования.

На основе анализа результатов численного моделирования установлено, что возмущения, движущиеся со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны, вызывают генерацию волн с большими амплитудами, чем при том же ветре и постоянном атмосферном давлении. Их наибольшие значения достигаются при скорости перемещения границы барических возмущений 9,4 м/с, соответствующей глубине моря 9 м.

Перемещающиеся барические поля за время, равное полупериоду собственных колебаний бассейна, вызывают вынужденные, а затем свободные колебания с амплитудами, отличающимися не более, чем на 14 % от полученных при постоянном значении атмосферного давления и одном и том же ветре.

Возмущению атмосферного давления принадлежит важная, но не решающая роль при формировании структуры течений и колебаний уровня Азовского моря. В работе показано, что одному и тому же направлению перемещения границы барических возмущений над акваторией моря могут соответствовать

противоположные по направлению течения, зависящие только от направления действующего ветра. Важная роль в формировании течений и уровня принадлежит процессам, вызываемым длительно действующим постоянным ветром.

NUMERICAL ANALYSIS OF THE INFLUENCE OF PARAMETERS OF ATMOSPHERIC FRONTS TO THE FREE AND FORCED OSCILLATIONS LEVEL AND INFLOWS INTO THE AZOV SEA

Cherkesov L.V., Shul'ga T.Ya.

Numerical method of mathematical modeling (POM) is used to study the effect of inhomogeneous motion of atmospheric pressure fields on currents, free and forced oscillations of the Azov sea level caused by constant wind. The hypothesis on the role of resonance mechanism on the event of extremely high amplitudes of surges phenomena and seiches generated by moving baric field at velocity equal to that of the long wave was tested. It was found that when the same wind moves across the Sea of Azov during a half-cycle of natural seiches forced oscillations are produced, and after the termination of the wind action – free oscillations are produced with amplitudes higher by no more than 14 % from those evaluated at constant atmospheric pressure. It is shown that movement of the pressure front, which velocity and time of movement are selected with the view to generate waves with maximum amplitude has an important but not decisive role in the formation of the structure and trends of the Azov Sea level fluctuations.

Литература

1. Быков Ф.Л., Гордин В.А. Объективный анализ структуры атмосферных фронтов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2014. – т. 48, № 2. – с. 172 – 188.
2. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 247 с.
3. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том III. Азовское море. Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 218 с.
4. Герман В.Х. Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря // Труды ГОИН`а, вып. 107. – 1971. — 148 с.
5. Иванов В.А., Черкесов Л.В., Шульга Т.Я. Динамические процессы и их влияние на распространение и трансформацию загрязняющих веществ в ограниченных морских бассейнах. Севастополь: ЭКОСИ Гидрофизика, 2010. – 178 с.

6. Иванов В.А., Черкесов Л.В., Шульга Т.Я. Исследование свободных колебаний уровня Азовского моря, возникающих после прекращения длительного действия ветра // Морской гидрофизический журнал. – 2015. – № 2. – с. 15 – 24.
7. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. С-Пб.: Гидрометеоиздат. – 1987. – 512 с.
8. Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня моря. С-Пб.: Гидрометеоиздат, 1971. – 238 с.
9. Мастерских М.А. Методическое пособие по составлению прогноза фронтальной боры. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 35 с.
10. Матишов Г.Г., Инжебейкин Ю.И. Численные исследования сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря // Океанология. – 2009. – т. 49, № 4. – с. 485 – 493.
11. Монин А.С. Классификация нестационарных процессов в океане // Изв. АН СССР. – 1972. – № 7. – с. 26 – 30.
12. Нестеров Е.С. Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в морях и океанах. М.: Росгидромет, 2013. – 337 с. Сиротов К.М., Сидельникова Т.М. Опыт расчета скорости ветра и высоты волн в зоне холодного фронта // Труды Гидрометцентра СССР, вып. 263. – 1984. – с. 72 – 75.
13. Филиппов Ю.Г. Моделирование сейшевых колебаний уровня Азовского моря. // Тр. ГОИН, вып. 213. – 2011. с. 146 – 154.
14. Филиппов Ю. Г. Свободные колебания уровня Азовского моря // Метеорология и гидрология. – 2012. – №2. – с. 78 – 83.
15. Фомин В.В. Численная модель циркуляции вод Азовского моря // Научные труды УкрНИГМИ. – 2002. – вып. 249. – с. 246 – 255.
16. Черкесов Л.В., Иванов В.А., Хартиев С.М. Введение в гидродинамику и теорию волн. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 264 с.
17. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of three dimensional coastal ocean circulation model // Three-Dimensional Coastal Ocean Models. / Ed. N. Heaps. – Washington, D. C.: American Geophysical Union, 1987. – V. 4. – p. 1 – 16.
18. Courant R., Friedrichs K.O., Lewy H. On the partial difference equations of mathematical physics // IBM J. – 1967. – March. – p. 215 – 234.
19. Large W.G., Pond S. Open ocean momentum fluxes in moderate to strong winds // J. Phys. Oceanogr. – 1981. – V. 11. – p. 324 – 336.
20. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. Space Phys. – 1982. – V. 20. – p. 851 – 875.

21. Powell M.D., Vivkery P.J., Reinhold T.A. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones // *Nature*. – 2003. – V. 422, № 20. – p. 278 – 283.
22. Smagorinsky J. General circulation experiments with primitive equations, I. The basic experiment // *Mon. Weath. Rev.* – 1963. – V. 91, № 3. – p. 99 – 164.
23. Sweby P.K. High resolution schemes using flux limiters for hyperbolic conservation laws // *SIAM J. Numer. Analys.* – 1984. – V. 21, № 5. – p. 995 – 1011.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА УРОВНЯ АЗОВСКОГО МОРЯ

Филиппов Ю.Г., Фомин В.В.

Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова (ГОИН)

Работа посвящена расчету и прогнозу короткопериодных (1-3 дня) изменений уровня Азовского моря. Методика основана на прогнозе поля ветра над морем, решении системы уравнений для длинных волн в однородной несжимаемой жидкости в поле силы Кориолиса, и некоторых соображениях об учете других динамических факторов.

Колебания уровня в Азовском море имеют ярко выраженные сезонный и синоптический масштабы. Первый обусловлен стоком рек, водообменом с Черным морем, осадками и испарением. Весной и летом уровень моря повышается в среднем соответственно на 7,6 см и 13,3 см. Осенью в связи с изменением пресного баланса и увеличением повторяемости северо-восточных ветров, способствующих стоку воды в Черное море, он опускается на 8,7 см, зимой – на 2,7 см ниже среднегогодового [1]. Рост среднего уровня Азовского моря по данным наблюдений в его восточной части с 1923 г. по настоящее время составляет 0,23 см/г. Это дает увеличение среднего уровня моря со времени измерения глубин (1951 г.) около 15 см. Эти данные можно использовать для уточнения синоптических прогнозов.

Синоптический масштаб колебаний уровня связан, главным образом, с синоптическими характеристиками ветра, и в меньшей степени, с синоптическими колебаниями водообмена с Черным морем и стоком реки Дон.

Колебания, вызванные переменным стоком реки Дон, исследовались в работе [2]. Было показано, что диапазон изменения уровня в п. Таганрог, вызванном стоком Дона, ограничивается 10–12 см, в то же время в устье Дона он может достигать 80 см. Приращение уровня с ростом расхода реки на $200 \text{ м}^3/\text{с}$ за сутки составляет в Таганроге примерно 1 см как без ветра, так и при нагонном ветре 10 м/с (1,2 см). В устье Дона такое приращение уровня при отсутствии ветра составляет 6 см. При нагонном ветре приращение его от увеличения расхода реки на $200 \text{ м}^3/\text{с}$ за сутки в устье составляет 4 см. При сгонном, восточном ветре 10 м/с изменение расхода на $200 \text{ м}^3/\text{с}$ за сутки приводит к соответствующему изменению уровня в Таганроге на 3 см, а в устье Дона на 8 см.

Эти данные позволяют уточнять суточный прогноз уровня в устьевой области Дона на-завтра, если известен расход Дона у станицы Раздорской сегодня. Дело в том, что волна уровня, измеренная у Раздорской, проходит расстояние до устья (около 150 км), согласно сообщению В.Ф. Полонского, в среднем именно за сутки.

Начиная с мая 2015 г., в Государственном океанографическом институте регулярно рассчитывается ежедневный экспериментальный краткосрочный прогноз ветровых изменений уровня по всей акватории Азовского моря на трое суток. Публикуется он на сайте института в разделе “Морские прогнозы”. Работа выполнялась в соответствии с “Планом испытания и внедрения новых и усовершенствованных технологий (методов) гидрометеорологических и геофизических прогнозов Росгидромета на 2015–2016 гг.”.

На сайте ежедневно выдаются карты уровня с дискретностью 6 часов и графики изменения уровня в отдельных пунктах по расчетным рядам с дискретностью 1 час.

Методика расчета краткосрочного прогноза уровня мелкого моря традиционно основывается на решении системы уравнений для длинных волн в однородной несжимаемой жидкости в поле силы Кориолиса:

$$\partial u / \partial t - f v = -(H+h) g \partial h / \partial x + \tau_x^w - \tau_x^b$$

$$\partial v / \partial t + f u = -(H+h) g \partial h / \partial y + \tau_y^w - \tau_y^w,$$

$$\partial h / \partial t + \partial u / \partial x + \partial v / \partial y = 0$$

с условием “непротекания” на твердом контуре моря. Здесь u , v – составляющие полного потока, h – отклонение уровня от невозмущенного состояния; f – параметр Кориолиса; $\tau_{x,y}^b$ и $\tau_{x,y}^w$ – трение о дно моря и ветровое трение; H – начальная глубина места.

Трение, как обычно, пропорционально квадрату скорости. Стратификация атмосферы принимается наиболее вероятной – равновесной или слабо неустойчивой [3]. Используемая в расчетах численная схема описана, в основном, в работе [4].

Расчетная область охватывает Азовское море с Таганрогским заливом, Керченский пролив и прилегающий шельфовый район Черного моря. Таким образом, южная граница расчетной области находится в Черном море в районе изобаты 100 м. На этой границе принимается условие свободного протекания. Шаг расчетной сетки с запада на восток составляет 4 минуты, с севера на юг шаг сетки переменный и составляет 2,5 минуты.

При расчетах ветровых колебаний уровня данные по ветру определялись по модели WRF на атмосферной сетке, покрывающей акваторию Черного и Азовского морей, с разрешением 8,1 мин. и шагом по времени 1 час. Входными полями служат поля GSF (Global Forecasting System) из NCEP (National Center Environmental Production).

Ниже представлен пример выдачи прогноза ветровых колебаний уровня моря в отдельных пунктах, ежедневно публикуемых на сайте ГОИН`а.

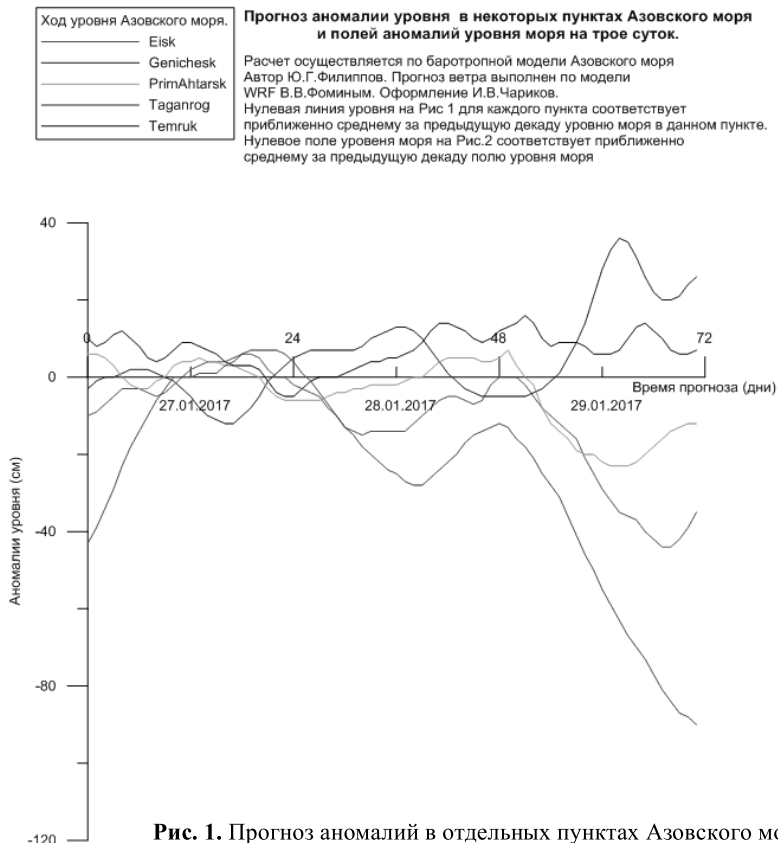


Рис. 1. Прогноз аномалий в отдельных пунктах Азовского моря.

Далее на сайте публикуются прогностические поля уровня на акватории Азовского моря на трое суток с дискретностью 6 часов (12 полей). Ниже приводится пример такой выдачи.

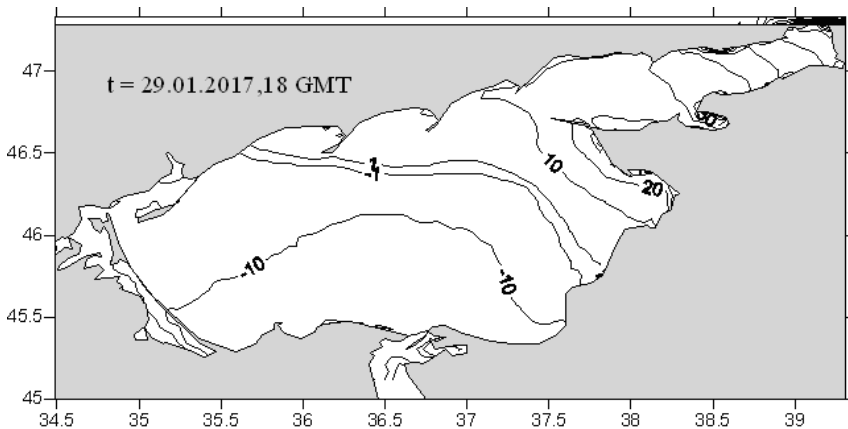


Рис. 2. Поле уровня Азовского моря в 18 ч 29.01.2017 г.

Результаты расчетов сравнивались с наблюдениями за уровнем на береговых станциях, выполняемых в сроки 0, 6, 12 и 18 ч GMT. Чтобы исключить в этих наблюдениях сезонную составляющую, применялась процедура осреднения. Для определения периода осреднения были рассчитаны периодограммы годовых наблюдений за вторую половину 2015 г. – первую половину 2016 г. Наибольшие амплитуды во временном диапазоне от 5 дней до 1 месяца для всех станций составили периоды 7–10 и 14–16 суток. Для осреднения наблюдений был выбран период 15 суток для всех станций, кроме ст. Мысовая и ст. Геническ, где амплитуда колебаний уровня с периодом 7–10 суток оказалась больше.

В Таблице 1 ниже представлены результаты сравнения измерений и расчетов ветровых колебаний уровня в основных пунктах Азовского моря за период с июня 2015 г. по июль 2016 г. включительно.

Отдельно рассматривались прогнозы на один день, на два и на три дня.

Оценка надежности метода прогноза проводилась по следующим критериям:

- отношение средней квадратической ошибки прогнозов уровня к среднему квадратическому отклонению изменений уровня от среднего за тот же период, Sr/Sn ,
- коэффициент корреляции между прогнозом и наблюдениями, r ,
- обеспеченность метода прогноза по сравнению с инерционным прогнозом в процентах, $P\%$.

Надежность прогноза оценивалась в соответствии с документом РД 52.27.284-91. Согласно этому документу краткосрочные прогнозы сравнивались с наблюдениями непосредственно без введения допустимой ошибки прогноза. Значение P% показывает процент тех прогнозов, полученных по модели, которые в данном ряду наблюдений оказались лучше инерционных. В документе также указано, что чем меньше величина Sr/Sn, тем выше точность прогноза.

Расчеты проводились по месяцам, а затем были обобщены на год.

Таблица 1.

Обобщенные за год значения критериев надежности метода прогноза ветровых колебаний уровня моря

День прогноза	Параметры	Таганрог	Ейск	Геническ	Мысовое
1	Sr/Sn	0,49	0,56	0,65	0,72
	r	0,85	0,84	0,84	0,80
	P%	75	72	65	79
2	Sr/Sn	0,53	0,60	0,72	0,74
	r	0,82	0,81	0,79	0,77
	P%	81	77	69	80
3	Sr/Sn	0,60	0,62	0,80	0,75
	r	0,79	0,77	0,72	0,73
	P%	81	82	73	84

Низкие значения критериев надежности прогноза в Геническе связаны с тем, что уровенная рейка там расположена в мелководном заливе Тонкий, соединяющим Сиваш с Утлюкским лиманом. Такое расположение рейки не позволяет с хорошей точностью описывать колебания уровня в море.

На Рис. 3 и Рис. 4 приводятся примеры сравнения графиков прогнозов уровня и соответствующих наблюдений на трети сутки в двух пунктах восточной части моря. По горизонтальной оси отложены порядковые номера 6-ти часовых наблюдений.

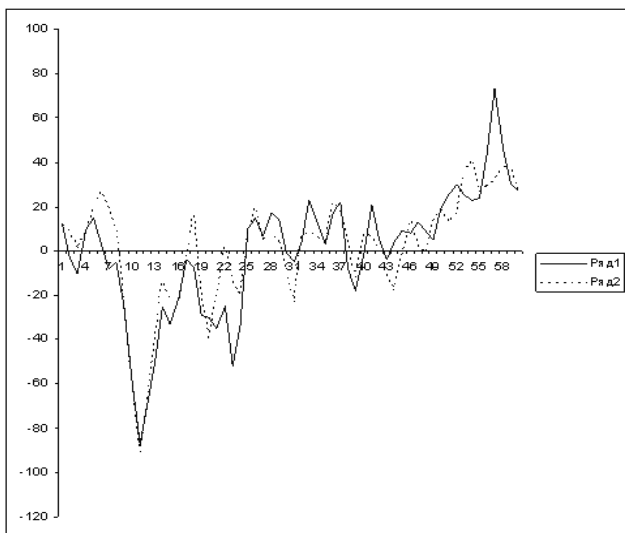


Рис. 3. Изменение уровня в п. Таганрог в июне 2015 г.
Ряд 1 – трехсуточные прогнозы, Ряд 2 – наблюдения.

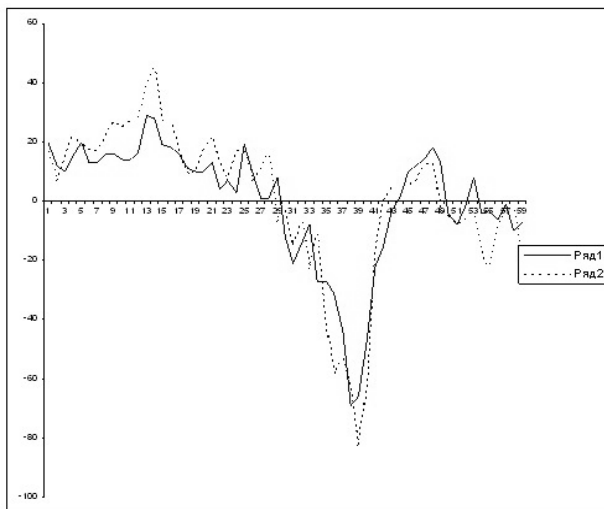


Рис. 4. Изменение уровня в п. Ейск в сентябре 2015 г.
Ряд 1 – трехсуточные прогнозы, Ряд 2 – наблюдения.

Для получения прогноза полного уровня в системе ГВО предлагается использовать в качестве сезонных значений средние значения уровня моря или уровня в рассматриваемом пункте за предыдущие 10–15 суток. Влияние колебаний расхода реки Дон при краткосрочном прогнозе уровня имеет значение лишь для восточной части Таганрогского залива.

Эта методика расчета и прогноза уровня с описанием и примерами ежечасного трехсуточного прогноза ветровых полей в мае 2016 г. была передана в Северо-Кавказское управление. Там же ежедневно выполняется их собственный прогноз. При этом имеется возможность использовать другие источники ветра, выбирать другие географические точки для расчетов, работать с программой, проводить свои исследования и т. д.

Результаты ежедневных оперативных прогнозов уровня с применением описанной методики в течение 10 месяцев, начиная с июня 2016 г, были одобрены Техническим Советом управления.

METHOD AND RESULTS OF SHORT-DATED PREDICTION OF THE LEVEL OF THE AZOV SEA

Filippov Yu.G., Fomin V.V.

Questions of calculation and prediction of the level of vibrations in the Azov Sea are considered in this work . Most of the work is devoted to the most significant – the wind fluctuations and it's based on solving the system of equations for long waves in a homogeneous incompressible fluid in the field of Coriolis force.

Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект Моря СССР, т. 5 Азовское море. Гидрометеоиздат, С-П., 1991, 236 с.
2. Филиппов Ю.Г. О влиянии стока р. Дон на уровень воды в Таганрогском заливе.// Метеорология и гидрология, 2015, N2, с. 76-80.
3. Соркина А.И. Построение карт ветровых полей для морей и океанов. Труды ГОИН`а, вып. 44, М., Гидрометеоиздат, 1958, с. 75.
4. Филиппов Ю.Г. Гидродинамические расчеты нагонов на восточном побережье Северного Каспия. Труды ГОИН`а. Юбилейный выпуск 2, М., 1995, с. 147-154.

РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ МОДЕЛЬНОГО УРОВНЯ КАРСКОГО МОРЯ С ДАННЫМИ НАБЛЮДЕНИЙ

Борисов Е.В.¹, Раевский Д.Н.²

¹ ФГБУ Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова (ГОИН);

² ФГБУН Институт физики Земли РАН (ИФЗ РАН)

В статье приведены результаты сравнения модельного уровня Карского моря, рассчитанного с помощью численной математической модели INMOM, с данными наблюдений за уровнем моря, выполненных летом 2015 г. с применением автоматических регистраторов. Наблюдения выполнялись на двух буйковых станциях в течение месяца. Регистраторы уровня были установлены на промежуточной глубине 113 м на одной станции и на дне (35 м) – на другой. Для сравнения рядов наблюдений, выполненных при различных способах постановки регистраторов, использованы данные специальных наблюдений, проведенных одновременно на одной станции в 2014 г. Сравнение модельных рядов уровня с данными наблюдений осуществлялось с применением метода частотно-фазовой демодуляции и ремодуляции, позволяющего выделить контрольные периодические составляющие, соответствующие периодам действия формирующих сил. Показано, что основной вклад в расхождение сравниваемых рядов в случайные моменты времени вносят ошибки, вероятно связанные либо с выбором граничных условий на пологих заливаемых участках побережья, либо с использованием результатов прогностического моделирования скорости ветра.

Введение

Предметом работы является оценка результатов сравнения модельного уровня Карского моря с данными наблюдений. Выбор уровня моря в качестве оптимального показателя качества математического моделирования динамики морского бассейна связан с тем, что он является её скалярным интегральным показателем. Это позволяет ограничиться формальным сравнением двух временных рядов, не рассматривая процессы, формирующие динамику морских вод. Сравнение данных наблюдений с модельными данными является необходимым элементом методики гидрологического прогноза. Поскольку регистрация любого гидрологического процесса представляется в виде некоторого цифрового ряда, включающего случайную составляющую, то ожидать полного совпадения результатов расчётов с данными наблюдений на всём промежутке времени прогноза едва ли возможно. Поэтому сравнение модельных данных с данными наблюдений остаётся в рамках определённых положений. Раскроем наиболее важные из них.

1. Важной характеристикой сравнения данных, которая определяет его результат, является точность прогноза. Не вдаваясь в подробности этого сложного вопроса, примем, что прогноз уровня моря удовлетворителен, если расхождение прогнозируемого и наблюдаемых значений не выходят за пределы 10 см.

2. Сравнимые ряды данных должны относиться к одной и той же совокупности регистрируемых величин. Значит, они должны иметь одну и ту же дискретность и каждое цифровое значение в пределах этих рядов должно быть одинаково представительным. Выполнить последнее требование удаётся далеко не всегда. Вопрос о приведении данных наблюдений к единому информационному базису с результатами математического моделирования остаётся одной из наиболее сложных задач в исследовании динамики атмосферы и океана. В работе использовались доступные возможности метода скользящего осреднения.

3. Периодические компоненты сравниваемых рядов, полученные с использованием одной и той же методики, должны быть сравнимы в пределах приведенных выше требований. Анализ сравнимости модельных рядов уровня моря с данными наблюдений основан на результатах сравнения их контрольных периодических составляющих, соответствующих действию основных формирующих сил.

4. В работе выполняется формальное сравнение пар временных рядов уровня моря, но не исследование процессов, формирующих колебания уровня. Дело в том, что используемый в работе метод частотно-фазовой демодуляции и ремодуляции (далее метод демодуляции) исходит из предположения о том, что амплитуда и фаза периодических составляющих временных рядов являются случайными. Опыт применения этого метода показывает, что фаза периодической составляющей ряда часто весьма чувствительна к величине длины весовой функции фильтра, используемого в процессе обработки. А это требует большой осторожности при интерпретации внутренних связей, формирующих физический процесс.

Практика оценки оправданности прогнозов, применяемого в численном математическом моделировании динамики океана, основана на использовании статистических показателей сходства модельных данных с данными наблюдений. Ниже показано, что при вполне удовлетворительном совпадении функций спектральной плотности временных рядов наблюдаемого и модельного уровней моря, отдельные и даже многие их значения могут заметно различаться. Такое различие может иметь место именно в тех случаях, когда требуется надёжный прогноз уровня. Причины подобных расхождений часто остаются за пределами возможностей анализа. В работе делается попытка сравнения периодических составляющих временных рядов уровня моря, выделяемых одинаковым образом, что повышает возможность выявления причин расхождений.

Информационное обеспечение

Для проведения анализа использовались временные ряды данных наблюдений, выполненных в июле – августе 2014 и 2015 гг. Контрольные наблюдения уровня выполнены на станции АГБС-1 в 2014 г. с помощью измерителей, установленных на дне (324 м) и на глубине 135 м. Для сравнения модельных данных и данных наблюдений используются ряды уровня, полученные в 2015г. на двух станциях, расположенных ближе к берегу, на каждой из которых был установлен только один измеритель: на станции АГДС-1 измеритель был установлен на дне (35 м), а на станции АГБС-2 – на промежуточной глубине 113 м. Дискретность наблюдений на всех станциях – 15 мин. (отсчёты уровня автоматически осреднены до 15 мин.), длительность рядов наблюдений – 31 сутки.



Рис. 1. Географическое положение станций наблюдения за уровнем моря, 2014 (АГБС-1) и 2015гг.

Как видно на рисунке, положения станций, выполненных в 2014 и 2015 гг, не совпадают. Поэтому задача состоит не только в том, чтобы показать совпадение результатов наблюдений, выполненных на разных глубинах и разными приборами в одной точке, но и выявить общие особенности колебаний уровня в разных районах Карского моря. Как показал дальнейший анализ, периоды и частотные спектры уровня Карского моря практически не зависят от положения станций. Однако это не означает, что изменение во времени амплитуды и фазы основных периодических составляющих сравниваемых временных рядов идентичны.

Ряды модельных данных представляют результаты численной имитации динамики Карского моря в течение периода наблюдений с помощью модели INMOM, выполненной под руководством Н.А. Дианского. Детальное описание INMOM приведено в статье [8]. В качестве форсинга в процессе реализации численной модели применялись результаты прогностических расчётов поля скорости ветра с использованием модели WRF [7]. Дискретность вывода результатов численного расчёта динамики моря, предусмотренная режимом оперативной эксплуатации модели, составляет 6 часов. Поэтому данные наблюдений были соответствующим образом осреднены и приведены к единому времени выдачи.

Точность измерений уровня моря прибором, установленным на дне, равна удвоенной инструментальной точности и составляет 2 см. Влияние волнения и собственных колебаний установки искажает показания прибора, работающего на промежуточной глубине. В среднем оно определяется путём сравнения частотных спектров колебаний уровня, полученных по данным одновременных измерений двумя упомянутыми приборами. На Рис. 2 представлены спектральные плотности уровня моря, рассчитанные по данным наблюдений 2014 г. Видно, что спектры колебаний уровня, представленные на Рис. 2, практически совпадают как по частоте, так и по амплитуде. Основные (энергонесящие) максимумы спектров соответствуют периодам приблизительно 160 часов (предположительно синоптического происхождения), 24,6 и 12,5 часа (периоды приливных колебаний уровня). Ширина суточного максимума при малой его амплитуде (около 10 см) указывает на относительно высокую дисперсию, что может быть следствием влияния нескольких причин на его формирование. Приливные колебания формируются воздействием сил астрономического происхождения фиксированной частоты с квазипостоянной фазой, что существенно отличает их от колебаний синоптического происхождения, поскольку не только амплитуда и фаза, но и частота сил, генерирующих эти колебания, случайны. Естественно, было бы полезно изучить поле ветра и выбрать соответствующую контрольную частоту на основе максимума корреляции ветра с измеренным уровнем. Однако эта задача осложнена тем, что колебания уровня моря слабо коррелируют с локальным ветром, что требует определения некоторого оптимального способа предварительной обработки данных [1]. Проблема состоит в том, что выбор этого способа зависит от ряда факторов, учёт которых предполагает наличие дополнительной информации, которая в нашем случае отсутствует.

Влияние волнения и собственных колебаний буйковых установок под действием ветра и волн на результаты измерения уровня прибором, установленным на промежуточном горизонте, проявляется в виде случайных отклонений от результатов синхронных измерений, выполненных с помощью прибора,

размещённого на дне. Ниже (Рис. 3) приведена спектральная плотность разности одновременных измерений уровня двумя приборами, установленными на разных горизонтах. Видно, что она имеет характер случайного шума, амплитуда которого составляет около 3 см. На частотах 4–6 циклов в сутки амплитуда разности значений уровня возрастает до ~ 4-5 см. Ошибки такого порядка не выходят за пределы принятой точности расчётов.

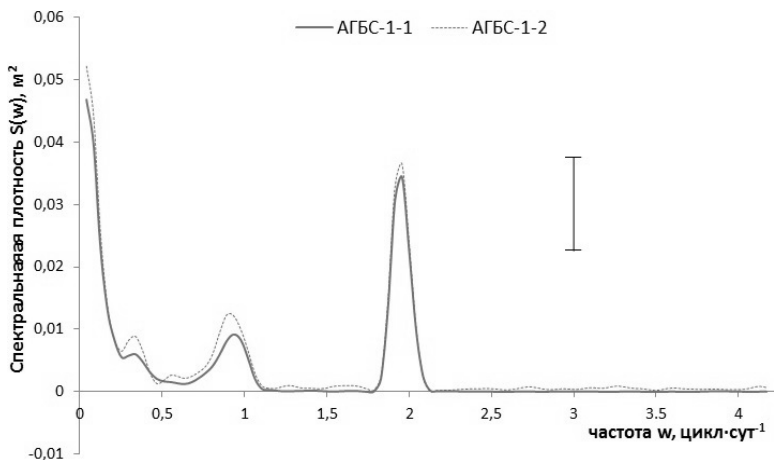


Рис. 2. Функции спектральной плотности уровня моря по данным наблюдений 2014 г, АГБС-1-1 – регистратор на дне (324 м), АГБС-1-2 – регистратор на глубине 135 м.

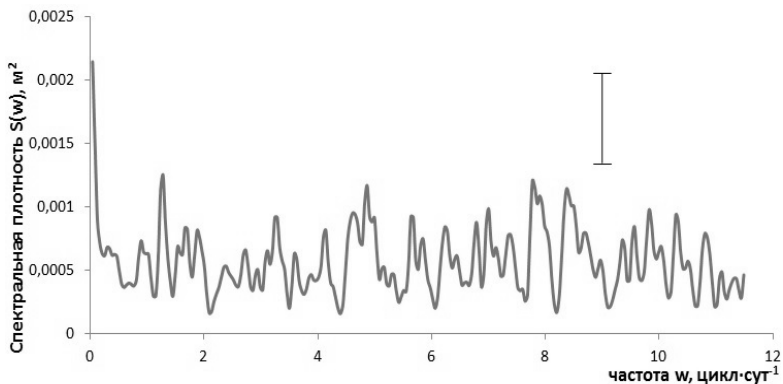


Рис. 3. Спектральная плотность разности одновременных значений уровня моря на станции АГБС -1, 2014 г.

Методика сравнения временных рядов

Сначала использовалась принятая в практике методика сравнения временных рядов по статистическим характеристикам. Для этого проведено сравнение частотных распределений амплитуд, построенных по данным наблюдений 2015 г. на станции АГДС-1, где регистратор уровня установлен на дне, с распределением амплитуд модельных значений высот уровня моря в точке расчётной схемы наиболее близкой к положению указанной станции (Рис. 4).

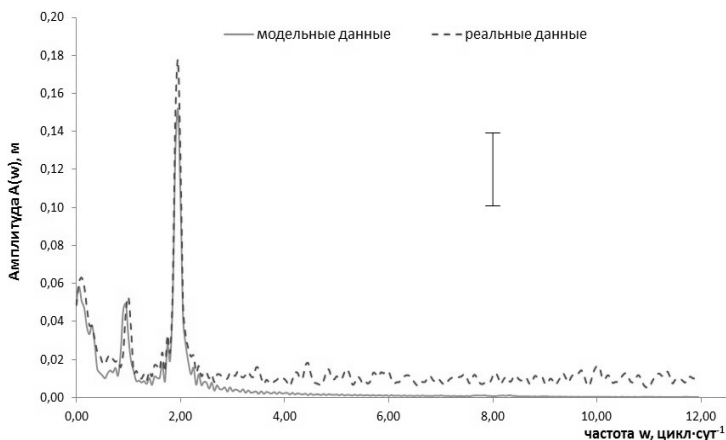


Рис. 4. Частотное распределение амплитуд колебаний уровня моря на станции АГДС-1 по данным наблюдений и численных расчётов

Совпадение частотного распределения амплитуд рядов модельных и наблюдаемых данных в диапазоне энергонесущих частот практически идеальное (Рис. 4). Ниже, на Рис. 5, приведены аналогичные зависимости для станции АГБС-2. Здесь совпадение амплитуд в диапазоне энергонесущих частот, как и ожидалось, несколько хуже.

Сравниваемые амплитуды, приведенные на Рис. 4 и 5, имеют максимумы в низкочастотной области, которые практически совпадают по частоте с максимумами спектров, приведенных на Рис. 2. Это указывает на устойчивый характер режимно-климатического фона уровня в Карском море. Кроме того, реальные амплитуды синоптических и суточных колебаний на Рис. 4 и 5 совпадают, а модельные амплитуды синоптических колебаний на Рис. 5 почти вдвое выше реальных. Относительно амплитуд полусуточных колебаний на этой станции наблюдается обратная картина: их модельная амплитуда почти вдвое занижена по сравнению с реальной.

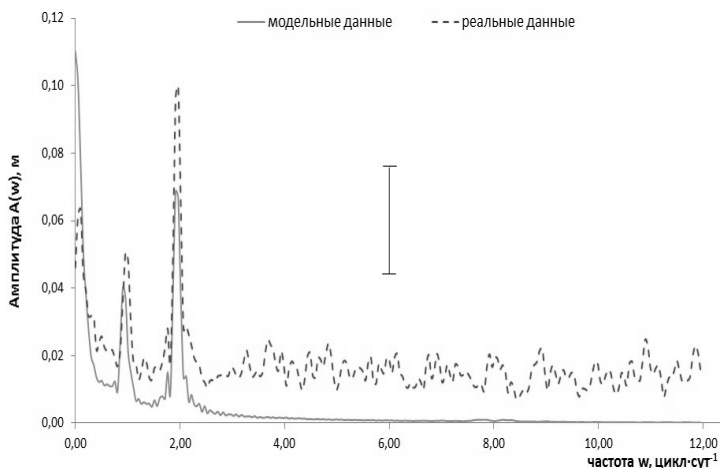


Рис. 5. Частотное распределение амплитуд колебаний уровня моря на станции АГБС-2 по данным наблюдений и численных расчётов

Стоит отметить, что полусуточные колебания на станции АГДС-1, расположенной ближе к берегу, почти вдвое выше, чем на другой станции. Это соответствует особенностям приливных колебаний, но у колебаний суточного периода такой закономерности нет. Отсюда следует вывод о том, что суточные колебания уровня Карского моря формируются не только приливами. В то же время следует обратить внимание на выраженный уровень высокочастотного шума, присутствующего в данных наблюдений на станции АГДС-1 (до 1,5 см по амплитуде) и ещё выше на станции АГБС-2 (до 3 см), поскольку здесь использовался притоленный регистратор уровня, показания которого испытывают искажающее влияние высокочастотных колебаний. Это, естественно, связано с относительно более высоким воздействием поверхностного шума на показания регистратора, установленного на промежуточной глубине.

Сравнение амплитуд колебаний уровня моря, представленных на Рис. 4, даёт основание считать, что «в среднем» в пределах точности расчётов всё обстоит благополучно, так что модельные данные могут быть использованы в качестве прогноза уровня моря. Однако сравнение самих рядов модельных и реальных данных показывает, что в отдельных случаях наблюдается заметное их расхождение (Рис. 6). Так как каждый максимум спектральной плотности соответствует определённому источнику энергии колебаний, появляется возможность определить причины расхождений модельных данных с данными наблюдений.

Возвращаясь к Рис. 6, следует отметить, что в суммарном временном ходе рядов уровня расхождения по фазе колебаний малы, но по амплитуде весьма заметны. При этом амплитуда колебаний модельного ряда практически постоянно меньше амплитуды ряда наблюдений.

Возникает вопрос о расхождениях рядов на уровне отдельных гармоник. С этой целью оба ряда каждой пары были обработаны с помощью метода демодуляции [2], позволяющего выделить временной ход отдельных гармоник анализируемого ряда. Метод демодуляции является частным случаем спектрального анализа временных рядов. Ряды рассматриваются с позиций теории случайных функций. Термин «случайный» означает, что каждый из упомянутых рядов рассматривается как совокупность периодических сигналов, имеющих случайные амплитуды и фазы.

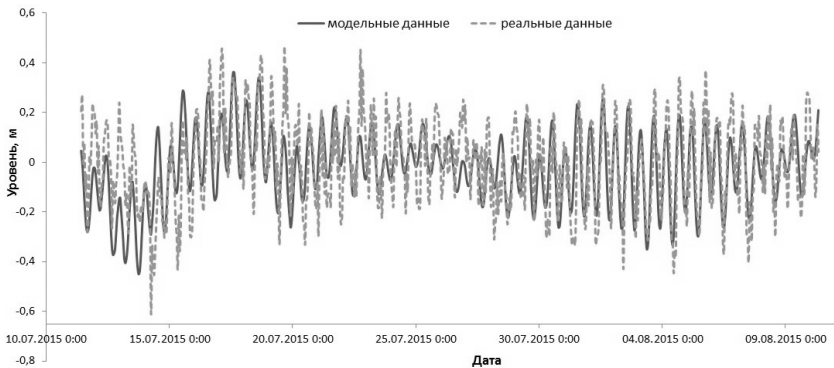


Рис. 6. Временные ряды уровня моря на станции АГДС-1 по данным наблюдений и расчётов.

Методика расчётов по методу демодуляции подробно представлена в [2]. В случае выделения одной периодичности она сводится к использованию простых аналитических формул, применяемых в теории рядов Фурье. Расчёт выполняется элементарно с использованием стандартного программного обеспечения. Однако при этом требуется определённый практический опыт, связанный с применением скользящей фильтрации рядов. Речь идёт о выборе длины части временного ряда, в пределах которой осуществляется расчёт средних значений амплитуды и фазы, соответствующих контрольной частоте. Иными словами, считается, что во временном ряде можно выделить отрезок ряда, в пределах которого амплитуду и фазу заданной периодической составляющей, можно представить как средние и слабо изменяющиеся в рабочем диапазоне. Реальность не всегда соответствует этому предположению, поэто-

му исследование некоего физического процесса с помощью метода демодуляции имеет свои трудности. Выделение контрольной периодичности с помощью метода демодуляции сопряжено со скользящим сглаживанием значений её амплитуды и фазы в пределах длины отрезка ряда. Практика использования метода демодуляции в наших приложениях показывает, что приемлемые результаты даёт выбор длины отрезка ряда, близкого к полутора периодам контрольной периодичности. При выборе меньшей его длины фаза становится слишком неустойчивой в рабочем диапазоне частот, а в случае большей длины отрезка ряда происходит выраженное сглаживание кривой изменения амплитуды контрольной периодичности. Однако нас интересует только сравнение выделяемых (контрольных) периодичностей в пределах двух сравниваемых временных рядов, поэтому предполагается, что при условии единой методики их выделения, амплитуда и фаза этих периодичностей должны совпадать. Это положение не требует строгого выполнения условий, связанных со «стационарностью» исследуемого случайного процесса, ибо здесь не исследуется сам процесс. При этом длительность рядов наблюдений не так строго ограничена по минимуму, как этого требует спектральный анализ. Различные практические приёмы применения метода демодуляции подробно описаны в [2].

Результаты расчётов и их анализ

Результаты применения метода демодуляции для выделения контрольных периодичностей, формирующих анализируемые временные ряды, представлены на Рис. 7–12.

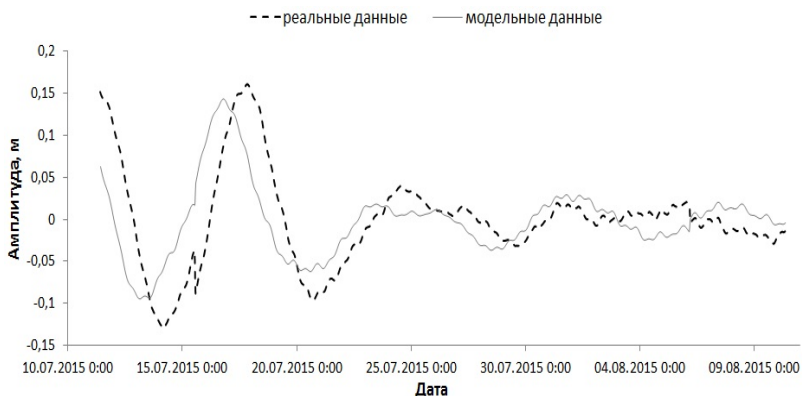


Рис. 7. 160-часовая составляющая колебаний уровня моря на станции АГДС-1 по данным наблюдений и расчётов.

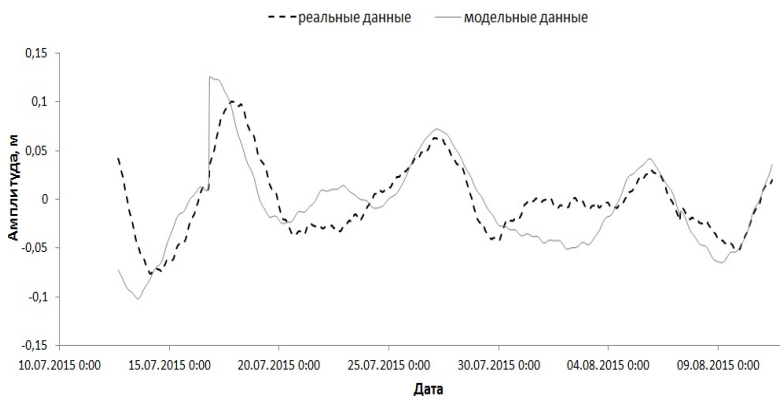


Рис. 8. 160-часовая составляющая колебаний уровня моря на станции АГБС-2 по данным наблюдений и расчётов.

Рис. 7 и 8 свидетельствуют о неточностях, допущенных либо при моделировании ветра, либо при выборе условий на твёрдой границе. Однако если на Рис. 7 наибольшие расхождения наблюдаются при максимальной амплитуде колебаний уровня, то на Рис. 8 картина прямо противоположна. Колебания максимальной амплитуды наблюдались в начале каждой реализации практически одновременно, а при падении амплитуды колебаний прибрежная мелководная зона стала демпфировать колебания уровня, что характерно для мелководья в случае побережья, заливаемого при повышении уровня. В научных публикациях отмечается факт замедления пространственного смещения низкочастотных колебаний уровня Карского моря, вызванных действием ветра [3]. В нашем случае этот процесс явно виден на станции, расположенной ближе к берегу. Обращает на себя внимание постоянство сдвига фаз модельных колебаний синоптического происхождения относительно наблюдаемых вблизи берега, выраженного в опережении реальных колебаний модельными примерно на сутки (Рис. 7). На Рис. 8 видны два вторичных максимума, причём оба находятся в областях минимальных значений уровня. Первый – модельный, отмечен 22–23.07, а второй, наблюдаемый, 1 – 3.08.2015, т.е. сдвинут относительно модельного более чем на период контрольной гармоники. Амплитуда этих максимумов мала, около 5 см, так что требования по точности расчётов соблюдены, даже если не обращать на них внимания. Однако характер этих несовпадений модельного ряда с наблюдаемым позволяет сделать некоторые более определённые выводы, касающиеся их возможной причины. Расположение этих максимумов явно указывает на наличие волны, отражённой от берега, в модельном ряду и замедленного схода нагонной волны с пляжного берега в наблюдаемом уровне. Амплитуда этих волн почти одинакова, но

происхождение разное. В модели используется условие полного отражения на границе берега, так что вода не заливает его, а формирует отражённую волну сразу после первого максимума подъёма уровня. Второй максимум модельного уровня (он совпадает с реальным) явно меньше, так что заметной отражённой волны он не формирует. Однако вода, скопившаяся на берегу при нагоне, далее начинает сливаться при достижении уровнем отметки – 4 см и, достигнув нулевой отметки, устанавливается на ней почти на 5 суток. Этот вариант интерпретации изменений высоты уровня не является безусловным, поскольку наблюдаемый вторичный максимум уровня единичен, так что для более уверенной интерпретации требуется не только более длительный ряд наблюдений, но желательно было бы видеть эту ситуацию своими глазами.

Сказать что-либо относительно колебаний суточного периода затруднительно, поскольку их амплитуда мала, и все особенности их поведения, проявленные в их временном ходе, находятся в диапазоне допустимых ошибок. Поэтому в отношении этих колебаний остановимся на приведенных выше общих замечаниях.

Рис. 9 иллюстрирует почти идеальное совпадение кривых временного хода полусуточной компоненты уровня моря. Незначительная разность амплитуд в первой половине реализации не должна ощутимо влиять на результаты расчётов. На Рис. 10 видно заметное устойчивое расхождение амплитуд на начальной стадии реализации. Фазы сравниваемых рядов совпадают идеально. Расхождение амплитуд не превышает 5 см и к концу реализации практически исчезает. Их причина остаётся неочевидной. Обычно расхождения такого характера связывают с искусственным завышением вязкости. О возможности такого вывода говорит и сравнение спектров модельного и наблюдаемого уровней в области относительно высоких частот (Рис. 4 и 5). Однако нас интересуют контрольные частоты, расхождения на которых меняют знак. При таком характере расхождений связать их с влиянием вязкости невозможно.

Рис. 9 иллюстрирует почти идеальное совпадение кривых временного хода полусуточной компоненты уровня моря. Незначительная разность амплитуд в первой половине реализации не должна ощутимо влиять на результаты расчётов. На Рис. 10 видно заметное устойчивое расхождение амплитуд на начальной стадии реализации. Фазы сравниваемых рядов совпадают идеально. Расхождение амплитуд не превышает 5 см и к концу реализации почти исчезает. Их причина остаётся неочевидной.

Доказательством влияния прибрежного мелководья на формирование синоптической составляющей изменчивости уровня в прибрежной зоне может служить и поведение соответствующего максимума спектральной плотности на станции АГДС-1. Wavelet-спектр уровня моря на этой станции демонстрирует почти линейное смещение контрольного 160-часового максимума со временем в сторону более длительных периодов, что соответствует «располза-

нию» нагонной волны на мелководье (Рис. 11). При этом аналогичная периодичность на станции АГБС-2 в течение всего периода наблюдений изменяется значительно слабее.

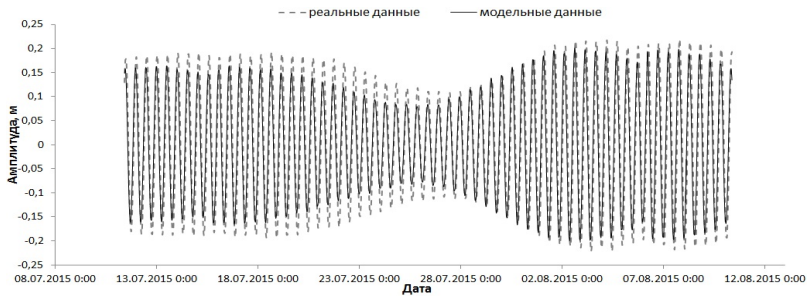


Рис. 9. Полусуточная составляющая колебаний уровня моря на станции АГДС-1 по данным наблюдений и расчётов.

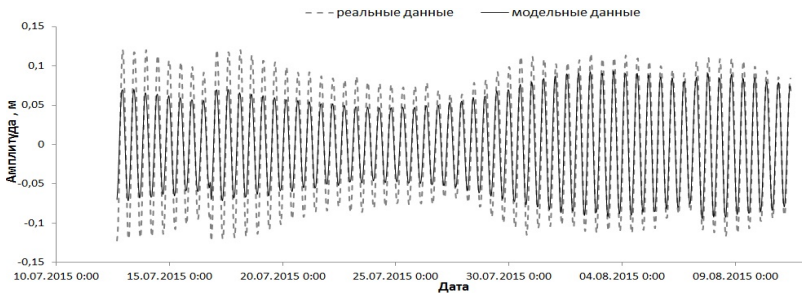


Рис. 10. Полусуточная составляющая колебаний уровня моря на станции АГБС-2 по данным наблюдений и расчётов.

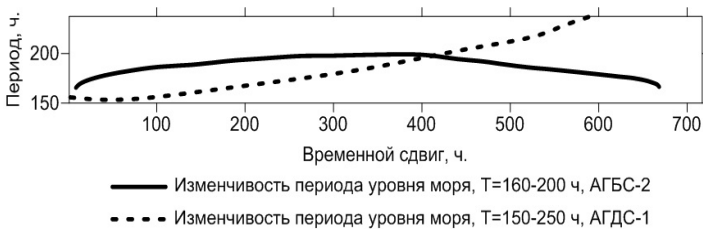


Рис. 11. Изменение во времени периода синоптических колебаний уровня моря на станциях АГДС-1 и АГБС-2.

Выводы

Проведенный анализ позволяет заключить следующее.

1) Влияние ветрового волнения и собственных колебаний измерительной системы на результаты наблюдений за уровнем моря с помощью регистратора, устанавливаемого на промежуточных глубинах, проявляется только на относительно высоких частотах, а на частотах ниже приливных оно отсутствует.

2) Результаты численных расчётов уровня моря можно признать вполне удовлетворительными на уровне статистики («в среднем»), но в отдельные моменты времени могут заметно отличаться от наблюдаемых значений. Применение покомпонентного сравнительного анализа модельных рядов уровня моря и данных наблюдений на контрольных частотах спектра показало, что для улучшения результатов расчёта уровня следует обратить внимание на уточнение модели расчёта поля ветра и выбор граничных условий на линии берега, имеющего заливаемые участки.

3) Опыт работы с данными наблюдений за уровнем моря свидетельствует о том, что при выборе контрольных периодичностей для сравнения модельных рядов с наблюдениями следует учитывать особенности изменчивости сил, генерирующих колебания уровня. Так, приливные колебания уровня обычно имеют фиксированные частоты и фазы, соответствующие определённым ритмам астрономического происхождения. Но колебания уровня синоптического происхождения, генерируемые действием ветра, характеризуются выраженной изменчивостью не только амплитуды и фазы, но и частоты. Их частота изменяется в некоторых пределах, связанных с комплексом внешних причин. Поэтому может оказаться, что их характеризует не одна контрольная частота, а некоторый их набор. С этим связаны требования к длительности наблюдений за ветром, которые в общем случае не должны продолжаться менее полутора – двух месяцев.

COMPARISON AND THE USE OF OBSERVATIONS AND MODELING OF THE KARA SEA LEVEL

Borisov E.V., Raevsky D.N.

Some results of comparative analysis of the Kara Sea level time series measured with automatic devices and those resulting from numerical modeling are presented. Measurements were made during one month in summer 2015 simultaneously at two buoy stations in nearshore zone of the Kara Sea. And numerical modeling was made with the use of the model INMOM. The method of demodulation and remodulation was used for the comparison of certain periodic components of time series related to certain active periodic forces. The comparison made shows that differences of ob-

served and calculated sea level at some moments may result not only from the wind forcing estimation errors coming from the wind forecasting but also from the natural reaction of the basin to the wind forcing related to the shoreline geometry and structure.

Литература

1. Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Л.: Гидрометеиздат, 1988, 231с.
2. К. Грэнджер, М. Хатанака. Спектральный анализ экономических временных рядов. М.: Статистика, 1972, 312 с.
3. Дмитриев Н.Е., Прошутинский А.Ю. Об исследовании колебаний уровня Карского моря.// Труды ААНИИ, т. 414, 1989. – с. 53 – 62.
4. Жуков Ю.Н. Кинематический анализ приливов для обеспечения прикладных задач морской деятельности России. // Труды ГОИН`а, вып. 213, 2011.
5. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1974, 262с.
6. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. СПб: Гидрометеиздат, 1993, 325с.
7. Skamarock A. Description of the Advanced Research WRF, Version 3.// NCAR Technical Notes, 2008.
8. 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.// Russian J.Numer. Anal. Modeling, 2012, V.27, №1, p. 95-111.

ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГАРМОНИЧЕСКИХ ПОСТОЯННЫХ ПРИЛИВОВ

Жуков Ю.Н.

Государственный научно-исследовательский навигационно-
гидрографический институт, (ГНИНГИ МО)

Приводится обоснование причин сезонной изменчивости гармонических постоянных приливов. Представленные результаты свидетельствуют, что кинематической причиной изменчивости гармонических постоянных служит величина степени синхронизированности колебаний в различных диапазонах приливных частот с видимыми движениями Луны и Солнца.

При использовании гармонического анализа приливов для описания приливных колебаний существует известная проблема. Она носит название изменчивости гармонических постоянных. Ее актуальность связана с интенсификацией технологических работ на шельфе приливных морей.

Несмотря на свое название, гармонические постоянные вовсе не постоянны! С 30-х годов публикуются статьи, в которых исследуется так называемая сезонная изменчивость значений гармонических постоянных. Эта проблема значима для прикладных задач гидрометеорологического обеспечения технологических работ на шельфе морей. Например, в работе [1] дается обзор таких исследований, и целая глава посвящена проблеме сезонной изменчивости гармонических постоянных основных составляющих прилива. Изменчивость гармонических постоянных учитывается в прикладных методах автоматизированного контроля достоверности наблюдений за уровнем на береговых постах приливных морей [2].

Традиционно явление сезонной изменчивости гармонических постоянных связывается с двумя причинами: нелинейным взаимодействием приливных колебаний различных частот и изменчивостью уровня моря под действием атмосферных процессов. Такие выводы вызывают сомнения по следующим основаниям. Влияние нелинейности взаимодействия сомнительно потому, что вертикальные смещения уровня моря, вызываемые приливами, ничтожны по сравнению с пространственными масштабами приливных колебаний, и поэтому приливы следует отнести к классу физических линейных колебаний [3]. Для линейных колебаний нелинейные эффекты несущественны. Влияние атмосферных процессов на сезонную изменчивость гармонических постоянных также вызывает сомнение. Дело в том, что в технологии вычисления гармонических постоянных к наблюдаемым

значениям высот уровня применяется высокочастотный фильтр, обычно фильтр Дудсона [4]. Эта процедура исключает из гармонического анализа приливов все периоды колебаний менее 33 часов и, тем самым, изменчивость за счет атмосферных процессов исключается из наблюдений.

В этой статье приводится обоснование того, что изменчивость гармонических постоянных определяется простой кинематической причиной: степенью согласованности приливных колебаний с видимыми движениями Луны и Солнца.

В науке согласованность колебательных процессов называется синхронизацией [5]. Явление синхронизации было открыто в 1665 году великим голландским физиком Христианом Гюйгенсом. Два колебательных процесса называются синхронизированными, если их фазы колебаний различаются на постоянную величину. Значения амплитуд не принимаются во внимание вообще.

Наилучшим практическим примером применения синхронизации является сам гармонический анализ [6]. Гармонический анализ приливов существенно отличается от Фурье-разложения в ряд. Дело в том, что при Фурье-разложении в ряд частоты гармоник определяются только дискретностью измерений, и начальные фазы произвольны. В гармоническом анализе фиксирован набор частот и их начальные фазы, определяемые фазой фиктивного светила.

Очевидно, что гармонический анализ выделяет колебания, только синхронизированные с приливными гармониками и только такие. У приливных гармоник основными частотами являются частоты видимого вращения Луны и Солнца вокруг Земли. Поэтому приливы с точки зрения гармонического анализа это только те колебания, которые синхронизированы с видимыми движениями Луны и Солнца и синхронизированы по пространству акватории.

Все сказанное о гармоническом анализе приливов свидетельствует о том, что изменчивость гармонических постоянных может быть связана со степенью синхронизации колебаний уровня моря с той или другой приливной гармоникой. Эта причина изменения гармонических постоянных вполне осмысленна, если учесть еще то, что реальное видимое движение Луны и Солнца вокруг Земли существенно отклоняется от тех регулярных средних, которыми определяются частоты приливных гармоник. Иллюстрацией неравномерности видимого движения Луны и Солнца вокруг Земли могут служить представленные на Рис. 1 графики. Из представленных графиков следует, что видимая скорость обращения Луны и Солнца вокруг Земли постоянно меняется. Для Солнца это проявляется в медленном смещении времени кульминации в течение года, а для Луны и в смещении времени кульминации, и в изменении длительности лунных суток. Очевидно, что в таких условиях приливные гравитационные воздействия на массы воды в океане имеют сложный характер во времени. Кроме того, локальные физико-географические особенности акватории также оказывают возмущающее влияние на периодичность приливов.

Насколько реальные приливные колебания синхронизированы с движениями Луны и Солнца вокруг Земли? Традиционно приливные колебания исследуются косвенным путем – изучением гармонических постоянных, а не реальных приливных колебаний. В отличие от этого, предлагается рассмотреть новый подход: анализ синхронизации реальных приливных колебаний с видимыми движениями Луны и Солнца вокруг Земли. Этот анализ позволит выявить кинематическую причину изменчивости гармонических постоянных. Действительно, с одной стороны, если приливные колебания будут плохо синхронизированы с видимыми движениями Луны и Солнца, то и гармонические постоянные будут значительно изменяться по амплитуде и фазе, так как приливные колебания будут представлять собой хаотические колебания. А с другой стороны, приливные карты свидетельствуют, что приливы это синхронизированные колебания по пространству, и, следовательно, для не синхронизированных с видимыми движениями Луны и Солнца колебаний должна отсутствовать синхронизация колебаний по пространству акватории. Таким образом, задача состоит в оценке синхронизации приливных колебаний с видимыми движениями Луны и Солнца и по пространству акватории.

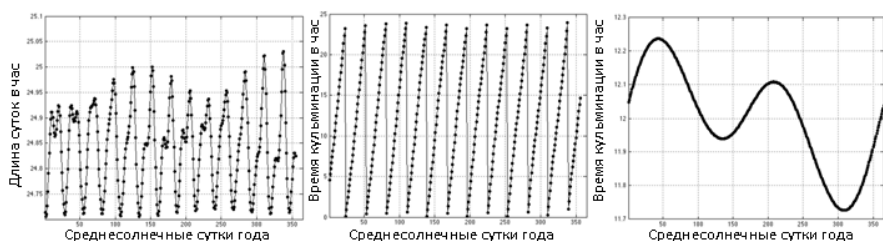


Рис. 1. Иллюстрации нерегулярности видимых движений Луны и Солнца вокруг Земли. Слева: график изменения длительности лунных суток в 2016 году. В центре и справа: графики изменения моментов кульминации Луны и Солнца в 2016 году. Все графики даны в среднесолнечном времени.

Для анализа синхронизации приливов с видимыми движениями Луны и Солнца воспользуемся астрономическими приемами описания видимых движений Луны и Солнца, а именно первой экваториальной системой небесных координат [7]. В этой системе движение небесного тела на небесной сфере описывается двумя координатами: склонением и часовым углом. Склонения Луны и Солнца значительно менее изменчивые величины, чем их часовые углы. Поэтому будем учитывать только часовые углы. Часовым углом светила называется двугранный угол между плоскостями небесного меридиана и круга склонения светила. Часовые углы отсчитываются в сторону суточного вращения небесной сферы, то есть к западу от верхней точки небесного экватора, в

пределах $(0, 2\pi)$ радиан. То есть для описания видимого движения Луны и Солнца будем использовать две координаты: часовой угол Луны и часовой угол Солнца.

Значения часовых углов Луны и Солнца независимы. Это позволяет использовать поверхность тора в качестве пространства координат описания взаимного положения Луны и Солнца в любой момент времени. Тор (тороид) — поверхность вращения, получаемая вращением образующей окружности вокруг оси, лежащей в плоскости этой окружности, но не проходящей через её центр. Будем полагать, что ось вращения располагается вне окружности. Поверхность тора взаимно однозначно отображается на поверхность квадрата, то есть квадрат – развертка тора (Рис. 2).

Положим, что часовой угол Солнца соответствует образующей окружности малого радиуса тора, а часовой угол Луны соответствует окружности большого радиуса (Рис. 2). Тогда в каждый момент времени точка на торе (квадрате) соответствует паре часовых углов Луны и Солнца. Видимому движению этих астрономических тел соответствует винтовая линия на торе или прямые линии на квадрате. Для примера на всех трех фигурах Рис. 2 изображены точки, соответствующие изменению сочетаний часовых углов Луны и Солнца с течением времени. Точки даны с одинаковой дискретностью 0.7 радиан для часовых углов Луны и Солнца. Заметим, что в среднесолнечном времени постоянному интервалу в часовых углах Луны и Солнца всегда соответствует переменный интервал в среднесолнечном времени. Другими словами, соотношения между среднесолнечным временем и часовыми углами – нелинейно, что и следует из Рис. 1.

Таким образом, мы описали координатное пространство часовых углов Луны и Солнца. Теперь в этом пространстве можно определить степень синхронизации приливных колебаний уровня моря с Луной и Солнцем. И теперь следует определенным образом представить колебания уровня моря. Для этого из исходных наблюдений за уровнем моря выберем только те частоты, которые описываются приливными гармониками из гармонического анализа приливов. В Таблице 1 представлены периоды и названия приливных гармоник. Более высокие частоты не выявляются, так как интервал измерений один час, а более низкие срезаются фильтром Дудсона.

Для наших целей достаточно выделить колебания в трех интервалах: четвертьсуточном, полусуточном и суточном. Выделим приливные колебания с различными периодами и будем анализировать их отдельно. Для разделения колебаний используем наиболее эффективный метод фильтрации – дискретное вейвлет-разложение. Вся необходимая информация о применении этого метода для приливов приведена в работе [8]. Для ежечасных наблюдений за уровнем метод позволяет разделить наблюдаемые колебания уровня моря на три непересекающихся интервала, соответствующие суточным, полусуточным и

четвертьсуточным приливным колебаниям (Табл. 1). Будем анализировать синхронизацию моментов наступления полных вод в каждом интервале периодов колебаний с движениями Луны и Солнца по отдельности.

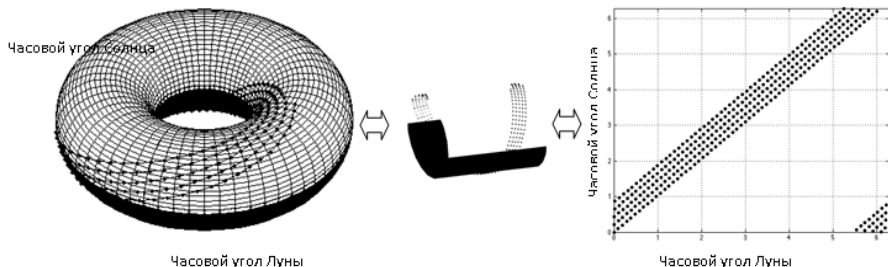


Рис. 2. Иллюстрация координатной системы, описывающей видимое вращение Луны и Солнца вокруг Земли. Слева фигура тора с образующей окружностью меньшего радиуса. В центре фигура цилиндра, образованного из тора путем разрезания его вдоль окружности меньшего радиуса. Справа квадрат, полученный из цилиндра путем разрезания его вдоль образующей прямой.

Таблица 1.

Периоды приливных колебаний, выделяемые вейвлет-разложением по ежечасным измерениям, и соответствующие им гармонические составляющие

Приливы	Четвертьсуточные	Полусуточные	Суточные
Периоды	4–8 часов	8–16 часов	16–32 часа
Гармоники	MN4, M4, SN4, MS4	N2, M2, L2, S2, K2	Q1, O1, M1, P1, S1, K1, J1

Представляется очевидным, что если колебания в некотором интервале периодов синхронизированы с движением Луны, то точки моментов наступления полных вод в координатах часовых углов Луны и Солнца будут группироваться около постоянного значения часового угла Луны и одновременно соответствовать любым значениям часовых углов Солнца. На квадрате часовых углов такие точки образуют вытянутые по вертикали множества (Рис. 3).

Когда колебания синхронизированы с движением Солнца, тогда точки моментов наступления полных вод в координатах часовых углов Солнца будут группироваться около постоянного значения часового угла Солнца и одновременно соответствовать любым значениям часовых углов Луны. На квадрате часовых углов такие точки образуют вытянутые по горизонтали множества (Рис. 3).

При одновременной синхронизации колебаний с Луной и Солнцем точки моментов наступления полных вод будут расположены сложным образом, группируясь вокруг некоторых точек притяжения (Рис. 3).

Когда колебания не синхронизируются с движениями Луны и Солнца, тогда точки, соответствующие моментам наступления полных вод, будут расположены нерегулярным хаотическим образом в квадрате часовых углов (Рис. 3).

Таким образом, графическое представление точек полных вод в координатах часовых углов дает возможность экспертной визуальной оценки синхронизации приливных колебаний с движениями Луны и Солнца. На Рис. 3 приведены примеры предложенного графического способа оценки синхронизации.

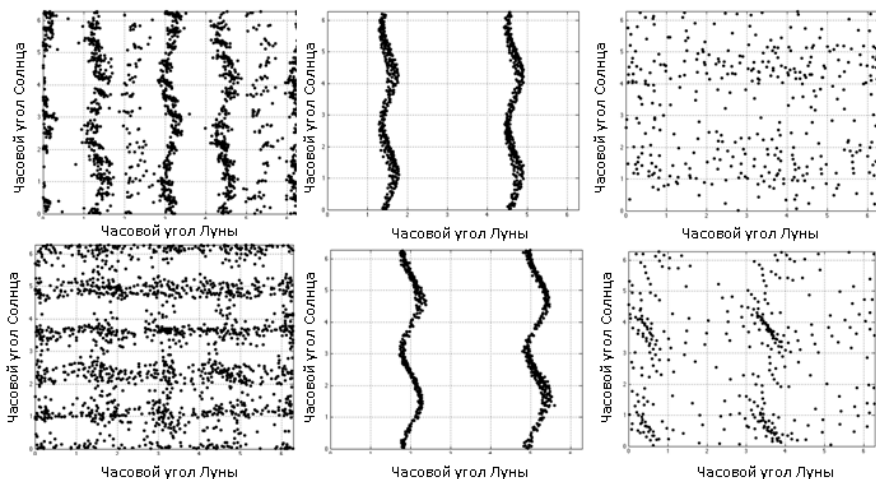


Рис. 3. Иллюстрация синхронизации приливных колебаний с движениями Луны и Солнца для наблюдений за уровнем моря, выполненных в 1977 году в пунктах Сосновец Белого моря (верхний ряд) и Южно-Курильск Охотского моря (нижний ряд). В левом столбце представлены суточные колебания, в среднем – полусуточные, в правом – четвертьсуточные.

Дадим краткую интерпретацию графиков на Рис. 3. Графики левой колонки Рис. 3 свидетельствуют, что суточные колебания в Сосновце имеют тенденцию слабой синхронизации с движением Солнца, а суточные колебания в Южно-Курильске периодически синхронизированы то с Луной, то с Солнцем. На графиках средней колонки точки моментов полных вод сосредоточены в двух узких вертикальных полосах, следовательно, полусуточные колебания в Сосновце и Южно-Курильске хорошо синхронизированы с движением Луны. Искривление полос точек происходит вследствие изменения фаз Луны (квад-

ратура, сизигия). Графики правой колонки свидетельствуют, что четвертьсуточные колебания в Сосновце синхронизированы с Луной, а в Южно-Курильске с Солнцем.

Описанное графическое представление синхронизации приливов с движениями Луны и Солнца достаточно просто представляется для применения на компьютере. Для этого следует воспользоваться следующим обстоятельством. Выше было показано, что чем меньше разброс моментов полных вод в координатах часовых углов Луны и Солнца, тем больше синхронизация. Это эквивалентно тому, что синхронизация приливов с движениями Луны и Солнца соответствует малому разбросу интервалов времени между последовательными полными водами, выраженных в лунно-солнечных сутках. С учетом этого обстоятельства, был разработан алгоритм количественной оценки критерия синхронизации приливных колебаний с видимыми движениями Луны и Солнца [9]. Критерий синхронизации изменяется от нуля до единицы. Ноль – полное отсутствие синхронизации, единица – полная синхронизация.

Оценки критерия синхронизации для пунктов Белого и Охотского морей (Таблица 2.) представлены на Рис. 4. На рисунках значения критерия синхронизации сгруппированы по пунктам наблюдений в соответствии с Таблицей 2. В каждой группе левый столбец соответствует четвертьсуточному, средний столбец соответствует полусуточному, правый столбец соответствует суточному периоду колебаний.

Таблица 2.

Перечень названий пунктов, наблюдения в которых использовались для оценки качества методов гармонического анализа

Белое море		Охотское море	
№ пункта	Название пункта	№ пункта	Название пункта
1	Жижгинский	1	Крильон
2	Кандалакша	2	Нагаева
3	Кемь	3	Курильск
4	Онега	4	Корсаков
5	Соловки	5	Малокурильское
6	Сосновец	6	Охотск
7	Экономика	7	Поронайск
		8	Южно-Курильск
		9	Стародубское

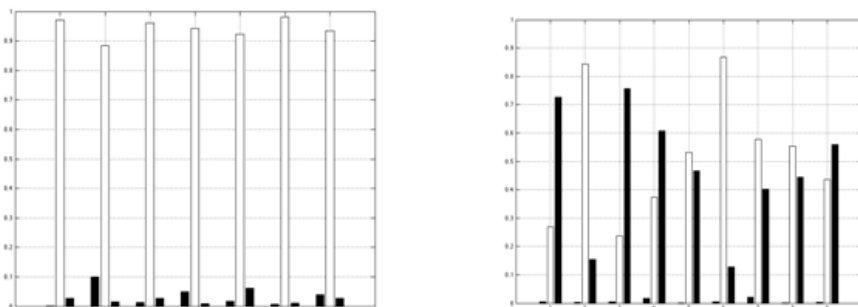


Рис. 4. Диаграммы оценок критерия синхронизации (шкала ординат) четвертьсуточного, полусуточного и суточного периодов приливных колебаний в Белом (слева) и Охотском (справа) морях для 1977 года.

Из представленных расчетов следует, что в Белом море синхронизированы только полусуточные приливные колебания, а колебания четвертьсуточного и суточного периодов практически не синхронизированы с видимыми движениями Луны и Солнца. В то же время в Охотском море синхронизированы с видимыми движениями Луны и Солнца колебания как полусуточного, так и суточного периодов. Таким образом, величина синхронизации зависит от акватории.

Очевидно, что величина синхронизации колебаний с видимыми движениями Луны и Солнца должна быть пропорциональна величине синхронизации между пунктами акватории. Наличие такой связи подтверждает, что синхронизация с видимыми движениями Луны и Солнца является причиной изменчивости гармонических постоянных. В работе [10] представлен метод количественной оценки взаимной синхронизации приливных колебаний по пространству акватории. На Рис.5 представлены результаты вычисления величин взаимной синхронизации между пунктами Белого и Охотского моря Таблицы 2. Из рисунка следует, что в Белом море полусуточные колебания синхронизированы между собой, а суточные и четвертьсуточные – нет. Для Охотского моря наблюдается синхронизация в полусуточных и суточных интервалах колебаний. Это полностью соответствует результатам синхронизации колебаний с видимыми движениями Луны и Солнца.

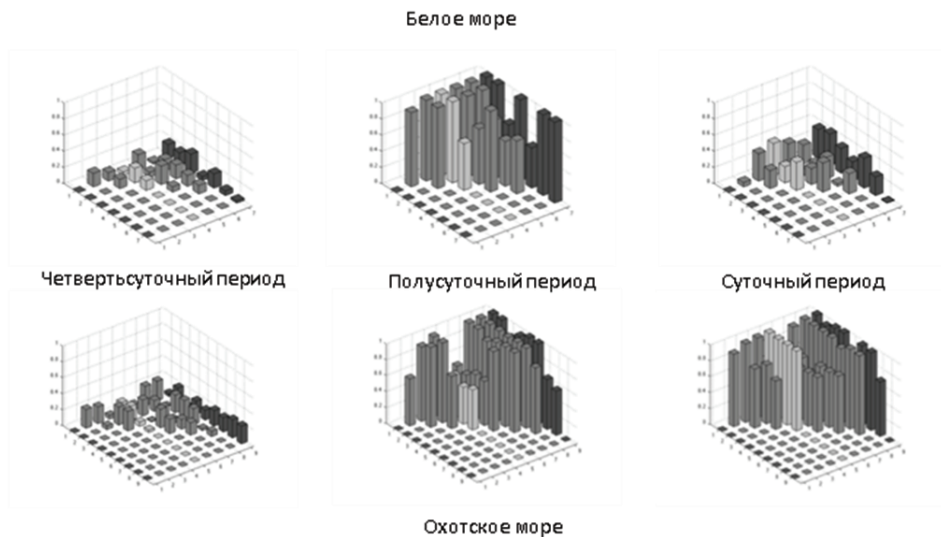


Рис. 5. Диаграммы величин взаимной пространственной синхронизации в Белом и Охотском морях в 1977 г.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что:

- кинематической причиной изменчивости гармонических постоянных служит то обстоятельство, что колебания уровня моря на различных приливных частотах в различной степени синхронизированы с видимыми движениями Луны и Солнца;
- уровень синхронизации на приливных частотах изменяется от географического положения места;
- большой уровень синхронизации с видимым движением Луны и Солнца соответствует большому уровню синхронизации по пространству акватории и наоборот.

Следует отметить, что рассмотренный способ анализа синхронизации приливных колебаний впервые позволяет аргументированно обосновать изменение гармонических постоянных неустойчивостью приливных колебаний относительно движений Луны и Солнца. Действительно, отсутствие синхронизации приливов с движениями Луны и Солнца приводит к получению «случайных» значений фаз и амплитуд при вычислении гармонических постоянных, при этом, чем меньше синхронизация приливных колебаний с небесными телами, тем больший разброс наблюдается в значениях амплитуд и фаз гармонических постоянных. Исследование изменчивости гармонических

постоянных – важная задача для океанографии, так как связана с многочисленными прикладными задачами обеспечения технологической деятельности на шельфе приливных морей.

THE REASONS FOR THE VARIABILITY OF TIDAL HARMONIC CONSTANTS

Zhukov J.N.

The reason for seasonal variability of tidal harmonic constants is given. The results indicate that the cause of the variability of kinematic harmonic constants is that they are not synchronized with real movements of the Sun and the Moon. Some examples of the analysis of sea level tidal oscillations observed are presented.

Литература

1. Войнов Г.Н. Приливные явления в Карском море. – С-Петербург, Русское географическое общество, 1999. – 117 с.
2. ОТЧЕТ о НИР «Разработка и пересмотр нормативных и методических документов, регламентирующих проведение наблюдений» – М.: ГОИН, 2013. – 66 с.
3. Мандельштам М.И. Лекции по теории колебаний – М.: Книга по Требованию, 2013. – 468 с.
4. Pugh D. T. Tides, Surges and Mean Sea-Level – New York: JOHN WILEY & SONS, 1987. – 486 p.
5. Пиковский А., Розенблюм М., Куртс Ю. Синхронизация. Фундаментальное нелинейное явление. – М.: Техносфера, 2003. – 496 с.
6. Никитин М.В. Гармонический анализ приливов. – Л.: Гидрографическое Управление СССР, 1925. – 168 с.
7. Полак И.Ф. Курс общей астрономии. – М.-Л.: ГИТТИЗ, 1951. – 387 с.
8. Жуков Ю.Н. Анализ приливных колебаний по временным рядам на основе дискретного вейвлет-преобразования // Навигация и гидрография, 2004, №18, с. 86 – 93.
9. Жуков Ю.Н., Федорова Е.В. Метод оценки синхронизации приливов с движениями Луны и Солнца. // Навигация и гидрография, 2016, №44, с. 38-46
10. Федорова Е.В., Жуков Ю.Н. Метод оценки сходства приливных колебаний. // Навигация и гидрография, 2016, №44, с. 47-52

БАРОКЛИННЫЕ M_2 ПРИЛИВЫ НАД СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИМ ХРЕБТОМ

Мельников В.А.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН)

Эффекты влияния рельефа дна на полусуточные внутренние волны рассмотрены на основе контактных и спутниковых измерений на гидрофизическом полигоне в северо-восточной Атлантике в квадрате $27\text{--}37^\circ$ с.ш., $27\text{--}40^\circ$ з.д. над Срединно-Атлантическим хребтом (далее САХ) в трёхстах милях к юго-западу от Азорских островов в области Азорского фронта (экспедиция Института океанологии РАН, 31-й рейс НИС "Академик Курчатов" в апреле-июне 1980 г.). Данные включают временные ряды температуры и скорости течений по измерениям на 13 автономных буйковых станциях продолжительностью около 1,5 месяца, три гидрологические съёмки, оперативные разрезы верхнего 500-метрового слоя, выполненные при помощи теряемых температурных зондов, а также спутниковые массивы измерений температуры поверхности океана (Pathfinder, v.5, 1981–2007 гг.), уровня моря (Aviso, 1993–2015 гг.) и модели глубин океана ETOPO-2. Для выделения волн из общего сложного вихревого поля исследованы мезомасштабные гидрофизические процессы в диапазоне пространственных масштабов внутренних волн, развивающихся на фоне синоптической активности (включая вихри и ринги) и крупномасштабного ("среднего") распределения гидрологических характеристик в области Азорского фронта. Анализ данных и моделирование волновых процессов позволили интерпретировать наблюдаемые над САХ пространственно-временные особенности поля температуры как полусуточные внутренние волны первой моды с масштабом длины волны ~ 120 км, амплитудой 30–40 м, распространяющиеся от оси хребта к юго-востоку. Вероятной областью генерации волны является гигантский уступ на восточном склоне САХ, с перепадом глубин 1,5 км на расстоянии 50 км и протяжённостью около 500 км вдоль оси САХ. При обтекании приливными течениями близкого к критическому рельефа дна в области уступа за счёт больших вертикальных скоростей $\sim 0,3$ м/с во внутренних волнах с полусуточной частотой происходят выбросы холодных вод из сезонного термоклина на поверхность океана. В поле температуры по спутниковым измерениям на поверхности океана наблюдаются параллельные оси САХ полосы холодных вод шириной порядка 100 км и протяжённостью вдоль хребта до 500 км. Полосы вытянуты вдоль изолиний фаз крупномасштабной полусуточной внутренней волны.

Введение

Внутренние волны, возникающие при обтекании рельефа дна разномасштабными течениями, имеют важное значение в общем процессе перераспределения кинетической энергии в океане [14, 25]. С одной стороны, за счёт вертикальной компоненты скорости течений на неровной границе и создания

потенциальной энергии смещения изопикн в стратифицированном слое, происходит переход энергии крупномасштабной «средней» циркуляции, вихревых, инерционных, приливных составляющих течений во внутренние волны. Над критическими склонами дна, охваченные волновыми движениями наклонные "лучи" сужаются, так что скорости волновых течений могут возрастать многократно [5]. С другой стороны, интенсивные внутренние волны вследствие неустойчивости и разрушения порождают турбулентность и диапикническое перемешивание водных масс океана [10]. Таким образом поддерживается равновесная стратификация в океане и связанная с ней меридиональная термохалинная циркуляция, определяющая климатические вариации на Земле [16, 17].

Указанные процессы привлекают в настоящее время большое внимание в океанологии в связи с необходимостью разработки адекватной параметризации генерации и диссипации внутренних волн в моделях общей циркуляции океана и климата Земли [22].

Инструментальные измерения создают фундаментальную основу для продвижения в понимании внутренних волн. В этом отношении представляют интерес гидрофизические наблюдения, выполненные в экспедиции Института океанологии РАН в «31-м рейсе НИС «Академик Курчатов». В области Срединно-Атлантического хребта были обнаружены две яркие особенности температурного поля. Во-первых, по измерениям при помощи теряемых температурных зондов (далее ТЗО), на поперечных к оси САХ разрезах, в поле изотерм наблюдались регулярные волновые структуры с характерной длиной 120 км, амплитудой 30–40 м с постепенно увеличивающейся амплитудой и уменьшающейся длиной волны при подходах к оси хребта. Во-вторых, в поле температуры поверхности океана (по спутниковым данным) часто наблюдаются параллельные оси САХ полосы холодных вод шириной порядка 100 км и протяжённостью вдоль хребта до 500 км. Эти особенности удалось связать с проявлениями полусуточных внутренних волн. Для этого был проведён совместный анализ контактных, спутниковых и модельных данных в условиях сложной пространственно-временной изменчивости полей. В результате показано, что полосы возникают при подъемах вод из сезонного термоклина. Подъёмы вод вызываются интенсивными полусуточными внутренними волнами первой моды, распространяющимися к юго-востоку от критического склона крупномасштабного уступа в системе САХ. Схема процесса следующая. Придонные горизонтальные течения порождают вертикальные скорости, пропорциональные наклонам рельефа дна в силу условия непротекания. В зависимости от условий в среде и частоты колебаний придонные возмущения могут оставаться "захваченными" около дна или переноситься в виде внутренних волн к поверхности океана под углом к горизонту. Над критическими

склонами дна течения во внутренних волнах интенсифицируются. Дополнительно усиление внутренних волн возникает при увеличении горизонтальных придонных течений в узкостях между подводными горами, в разломах, между абиссальными холмами и т.д., а также при уменьшении слоя воды над подводной возвышенностью при сужении доступного для движения пространства вследствие условия неразрывности. Вблизи поверхности моря большие волновые вертикальные скорости приводят к пробиванию верхнего перемешанного слоя и забрасыванию на поверхность океана вод из слоя сезонного термоклина. Это постоянно действующий процесс, и на поверхности океана образуются вытянутые вдоль оси САХ полосы холодных вод, которые и наблюдаются в поле спутниковой температуры поверхности океана. При этом изменяются структура вод на поверхности и трансфронтальный энергообмен в системе субтропического Северо-Атлантического круговорота, северной границей которой является Азорский фронт.

Количественные оценки гидрофизических параметров получены на основе контактных измерений вблизи САХ в области Азорского фронта (далее АФ) в 300 милях к юго-западу от Азорских островов. Гидрофизические измерения *in-situ* были проведены в экспедиции Института океанологии РАН (31-й рейс НИС «Академик Курчатов») в апреле–июле 1980 г., в квадрате 27–37° с.ш., 27–40° з.д. В течение двух месяцев были выполнены три гидрологические съёмки, инструментальные измерения течений и температуры на 13 автономных буйковых станциях (далее АБС) общей продолжительностью около 1,5 мес., оперативные разрезы верхнего 500-метрового слоя по ходу судна при помощи ТЗО.

Крупномасштабная (АФ и ринги) и мезомасштабная (синоптические вихри) изменчивости в области АФ анализировались по данным гидрологических съёмок, измерений скорости течений и температуры на АБС, а также с использованием спутниковых данных измерений температуры поверхности океана (далее ТПО) Pathfinder, v.5, аномалий уровня моря Aviso и модели глубин океана ETOPO-2.

Измерения и данные

В период с 17 апреля по 30 июля 1980 г., в центральной части Атлантического океана на акватории, ограниченной меридианами 27° з.д. и 40° з.д. и широтами 27° с.ш. и 37° с.ш., (далее Полигон) была проведена гидрофизическая экспедиция с целью установления районов зарождения синоптических вихревых систем [2]. В экспедиции были выполнены три последовательные (1–15 мая, 13–21 июня и 9–13 июля) гидрологические съёмки до глубины 1500 м с общим количеством станций 85, [4]. К западу от цепи подводных гор Грейт Метеор, Крузер, Плейто и Атлантис (Рис.1) были установлены 13 АБС с

измерителями скорости течений и температуры. На первом этапе на севере Полигона три АБС – А1, А2, А3, проработали от семи до девяти суток в период с 6 мая по 15 мая. На втором этапе была выставлена гребёнка из семи АБС на расстоянии 120 миль к югу от полигона первого этапа. Второй этап АБС Х1–Х7 продолжался 30–32 суток в период с 9 июня по 14 июля. Три АБС – У1, У2, У3, на третьем этапе были смещены ещё на 120 миль к западу–юго-западу с целью проследить эволюцию антициклонического вихря, обнаруженного на первом этапе. Продолжительность измерений в это время составила от пяти до семи суток в период с 8 июля по 15 июля. На отдельном буге находилось от 7 до 16 самописцев скорости течений и температуры, которые располагались на горизонтах 30, 100, 200, 300, 400, 500, 700, 1000, 1200, 1500 метров. На станциях № 1, № 3, № 11 были дополнительно установлены приборы на горизонтах 2000, 2500, 3000, 3500, 4500 метров.

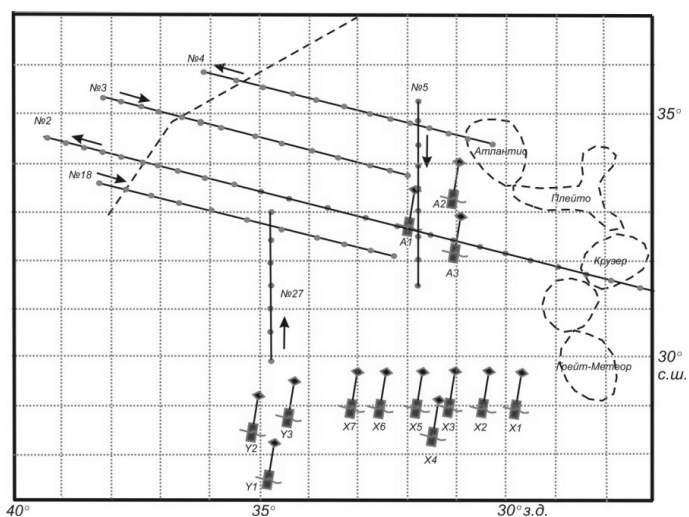


Рис. 1. Схема измерительного Полигона в гидрофизической экспедиции Института океанологии РАН летом 1980 г.

Условные обозначения: отрезки прямых линий с точками – галсы с зондированиями верхнего 500-метрового слоя при помощи температурного зонда обрывного (ТЗО); стрелки – направление движения судна; значок в виде поплавка с мачтой отмечает положение автономной буйковой станции; пунктирные линии – ось САХ и схематическое положение крупных подводных гор.

На северо-западе Полигона на галсах под различными углами к изобатам САХ были выполнены оперативные разрезы температуры верхнего 500-

метрового слоя № 2, 3, 4, 5, 18, 27 (Рис. 1), которые использовались для оценки пространственной структуры и анализа полусуточных внутренних волн [6]. Дискретность зондирований на разрезах составляла в среднем от одного до двух часов при средней скорости судна 13,5–15 узлов. Зондирования на разрезах №2–4 проводились через 20 миль; на разрезе № 5 – через 15 миль; на разрезе № 18 – через 30 миль. Погрешность измерений температуры при помощи ТЗО составляла 0,1°С, постоянная времени 0,1 с, скорость погружения 5 м/с. Погрешность измерения глубины – 1% от глубины погружения [3].

Измерения *in-situ* были дополнены спутниковыми данными измерений ТПО Pathfinder, v.5 (<http://oceanwatch.pfeg.noaa.gov/thredds/dodsC/satellite/PH/ssta/>) на сетке 4x4 км с дискретностью 5 суток в период с 2 сентября 1981 г. по 9 августа 2007 г.; ежесуточных аномалий уровня моря и геострофической скорости на поверхности моря Aviso (<http://atoll-aviso.vlandata.cls.fr:41080/thredds/dodsC/>) на сетке 15×15 дуговых минут в период с 1 января 1993 г. по 23 апреля 2015 г. Рельеф дна в исследуемом районе строился на сетке с шагом 2 дуговые минуты по модели поверхности Земли ETOPO-2 [21], разработанной на основе сочетания спутниковых измерений поверхности геоида и эхолотных промеров.

Общая характеристика гидрофизических условий на Полигоне

Гидрометеорологические условия в районе измерений обусловлены количеством и неоднородностями в поступлении солнечного тепла, метеорологическими воздействиями в области Азорского антициклона, географическим положением в зоне АФ, на северной границе субтропической Северо-Атлантической циркуляционной ячейки, топографическими структурами (главной из которых является САХ), а также распределением водных масс, включая Средиземноморскую и придонные полярные Арктическую и Антарктическую воды.

Рельеф дна на Полигоне представлен разномасштабными структурами, среди которых САХ, поднимающийся до глубин ~ 1,5 км; крупномасштабный крутой уступ (сбросовой природы) на восточном склоне САХ, с перепадом глубин ~1 км на горизонтальном расстоянии 50 км и протяжённостью вдоль хребта порядка 500 км, предгорья хребта с абиссальными холмами высотой до 2 км, цепь крупных подводных гор на востоке, Азорское поднятие на севере и др.

Главной крупномасштабной особенностью региональной гидрофизической системы является АФ и связанное с ним Азорское течение (далее АТ), которые в районе Полигона пересекают САХ в широтной полосе 32–37° с.ш. АФ и АТ интенсивно изучались в ходе выполнения ряда крупных океанографических программ с использованием разнообразных контактных и дистанционных измерительных средств [2, 11, 12, 13, 19, 23, 24, 9]. АФ является северной грани-

цей субтропического круговорота – крупномасштабной циркуляционной структуры Атлантического океана [18]. АТ начинается в промежуточной зоне между Гольфстримом и Северо-Атлантическим течением, в юго-восточной области Ньюфаундлендского поднятия. Далее к востоку АТ представляет собой струйное, меандрирующее, зональное (в среднем вдоль широты 34° с.ш.) течение. Восточнее САХ, в восточном бассейне Северной Атлантики от АТ по мере продвижения на восток к югу последовательно отходят три ветви, которые в конечном счёте впадают в Северное экваториальное течение (с переносом воды на запад), замыкающее субтропический круговорот [13].

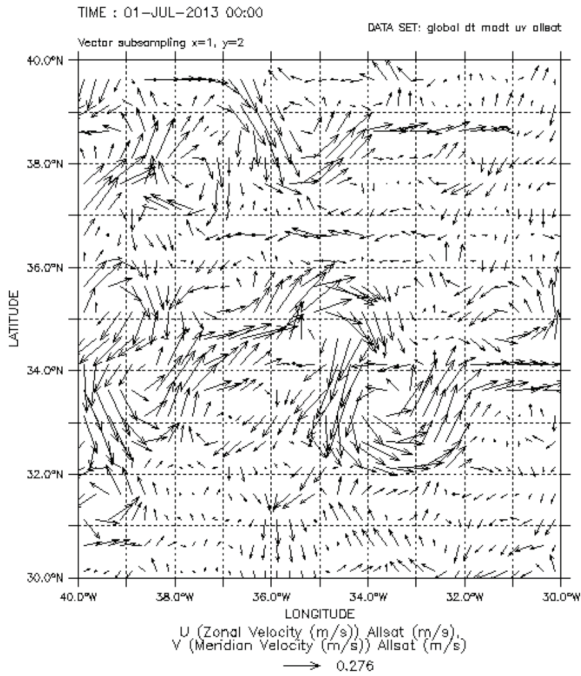


Рис. 2. Поле геострофической скорости на поверхности океана 01 июля 2013 г. Масштаб вектора скорости в м/с показан внизу рисунка.

По спутниковым данным ярко выраженная зона АФ (ширины порядка 400–500 км на Полигоне) хорошо заметна в полях аномалий уровня моря, геострофических скоростей и ТПО (Рис. 2, 10). В поле геострофической скорости прослеживаются несколько струй АТ, Рис. 2.

Для вычисленных по аномалиям уровня моря геострофических течений на поверхности моря средняя плотность кинетической энергии составляет $158 \text{ см}^2/\text{с}^2$. В отдельных случаях интенсивность течений возрастает до $1150 \text{ см}^2/\text{с}^2$ (Рис. 3в). Меридиональные скорости изменяются в пределах $-48, +41 \text{ см/с}$ (Рис. 4в), зональные скорости: $-28, +38 \text{ см/с}$ (Рис. 4г). Для многолетних средних (за время ~ 20 лет) компонент скорости геострофических течений получена оценка $(U,V) = (2,35, -2,82) \text{ см/с}$, подтверждающая многолетний средний перенос на юго-восток.

Особенности разномасштабных вариаций гидрофизических параметров

Из спутниковых долговременных временных рядов следует, что изменчивость параметров на поверхности моря (Рис. 3) складывается в результатов – от многолетних до суточных.

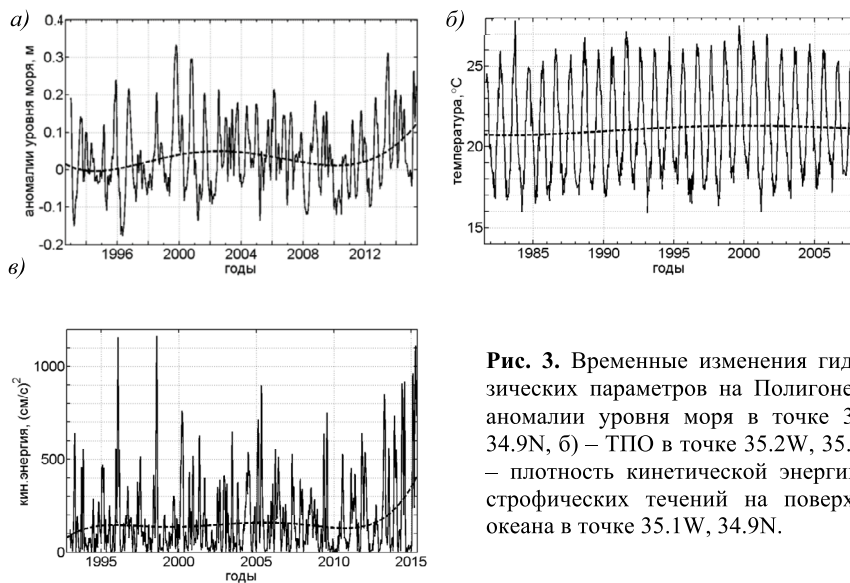


Рис. 3. Временные изменения гидрофизических параметров на Полигоне: а) – аномалии уровня моря в точке 35.1W, 34.9N, б) – ТПО в точке 35.2W, 35.0N, в) – плотность кинетической энергии геострофических течений на поверхности океана в точке 35.1W, 34.9N.

Пределы и вероятностный характер изменчивости гидрофизических параметров на Полигоне, включая аномалии уровня моря, ТПО и компоненты геострофической скорости течений на поверхности моря, представлены на Рис. 4.

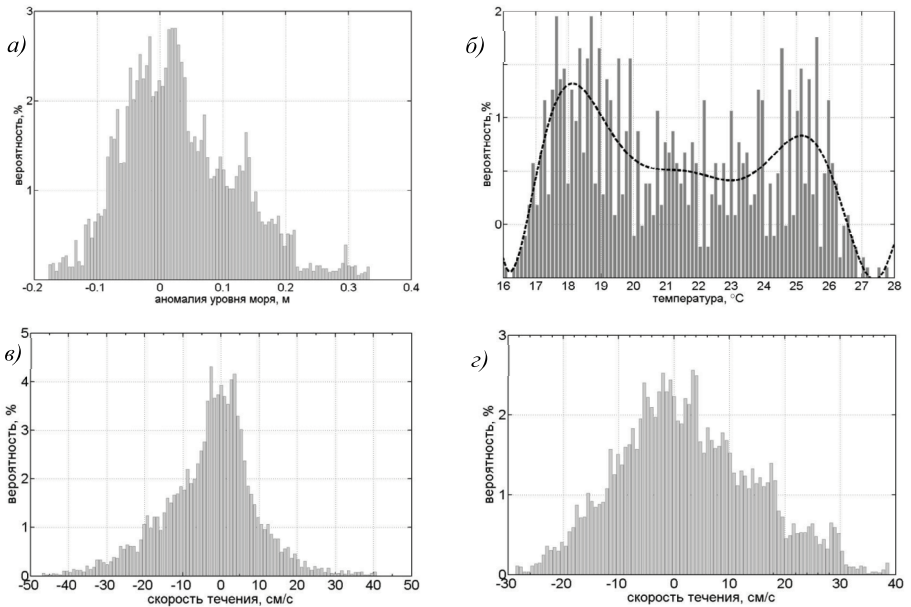


Рис. 4. Гистограммы гидрофизических параметров на Полигоне: а) аномалии уровня моря в точке 35.1W, 34.9N; б) ТПО в точке 35.2W, 35.0N; в) меридиональная и г) зональная компоненты геострофической скорости течений на поверхности моря в точке 35.1W, 34.9N.

Спектры параметров имеют обычный для гидрофизических многомасштабных колебаний «красный» вид (Рис. 5).

На фоне спадающей к высоким частотам спектральной плотности имеются статистически обеспеченные спектральные пики, указывающие на действующие в гидродинамической системе процессы. Так, в изменениях ТПО доминируют обычные годовые и полугодовые колебания. Сезонные вариации сравнительно невелики по абсолютным значениям в силу географического расположения Полигона в субтропическом поясе. Аномалии уровня моря и плотность кинетической энергии геострофических течений на поверхности океана имеют доминирующие колебания с периодами около 250 суток, а также в интервале периодов 100–70 суток (Рис. 5а, 5в). Отмечается усиление геострофических течений в зимний сезон.

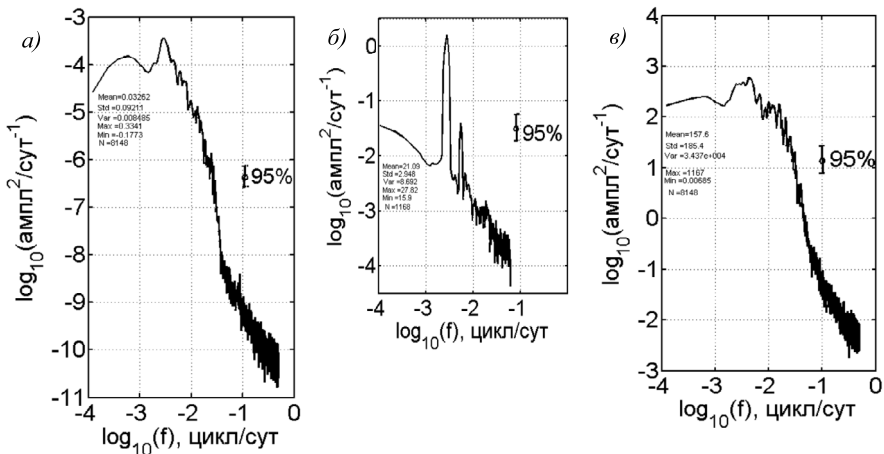


Рис. 5. Спектральные плотности вариаций параметров на Полигоне: а) аномалии уровня моря в точке 35.1W, 34.9N; б) ТПО в точке 35.2W, 35.0N; в) – плотность кинетической энергии геострофических течений на поверхности океана в точке 35.1W, 34.9N.

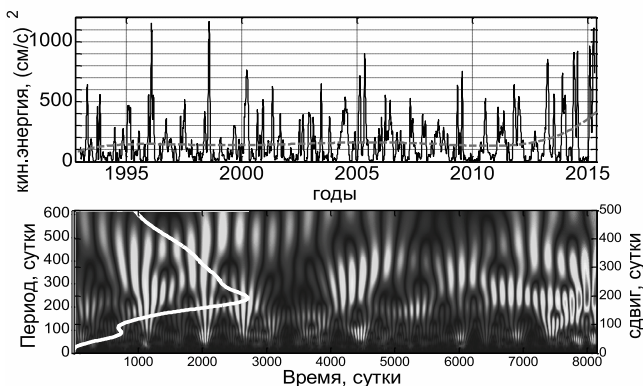


Рис. 6. Многолетний ход плотности кинетической энергии геострофических течений на поверхности океана в точке 35.1W, 34.9N, пунктирная линия – средние (климатические) изменения (верхняя панель) и вэйвлет-диаграмма, (нижняя панель). Ядро вэйвлет-преобразования – функция Морле. Светлые участки соответствуют высокой вэйвлет-плотности. Светлая кривая на нижней панели – средняя по временному ряду спектральная плотность.

Параметры гидрофизической системы в регионе имеет ярко выраженные свойства не- стационарности реализаций по среднему значению, дисперсии и частотам. Пример перемежающихся колебаний плотности кинетической энергии геострофических течений на поверхности океана приводится на Рис. 6. Обращают на себя внимание значительные вариации по времени мощности доминирующих колебаний 250 и 100–50 суток. Амплитуды и ширина вэйвлет-пиков годовых и полугодовых колебаний также изменяются со временем.

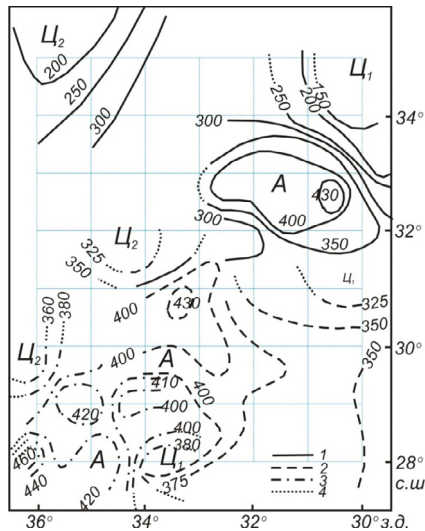


Рис. 7. Сводная карта глубины залегания изотермы 15°C по гидрологической съёмке №1 (1), съёмке №2 (2), съёмке №3 (3) и экстраполированные положения изотерм (4), [4].

Мезомасштабные вихревые движения характеризуются повышенной кинетической энергией по сравнению с другими областями АФ в Атлантике [4, 24]. В мезомасштабной циркуляции в области Азоры–Мадейра доминирует вклад от меандров АТ и образующихся из меандров вихрей [23]. Масштаб меандров АТ оценивается в несколько сот км, в то время как с обоих флангов (северного и южного) фронта срываются вихри размером в среднем порядка 200 км, с временным масштабом изменений ~1 месяц по сведениям из [20]. Спектральный анализ двухлетних альтиметрических данных [15] показал вихревые доминирующие возмущения с периодами более 100 суток и размерами более 300 км. Мезомасштабный антициклонический вихрь, обнаруженный в начале мая на севере Полигона, имел средний диаметр по 15-градусной изотерме 250–

300 км, глубину смещения этой изотермы 75–100 м и перемещался в юго-западном направлении со скоростью порядка 4 мили/сутки, Рис. 7. Вихрь прослеживался до горизонта 1500 м. Величины орбитальных скоростей достигали 20–25 см/с в верхнем 800-метровом слое и 6–8 см/с на горизонте 1500 м [4]. На пятнадцати трансокеанских температурных разрезах (в слое 0–500 м) общей длиной 16,5 тыс. км было зафиксировано 26 циклонических и антициклонических вихрей со средним диаметром 200–250 км и средней величиной смещения 15° изотермы 100–150 м. В большинстве своём вихри обнаружены вокруг Азорских островов, с концентрацией в юго-западном секторе от островов [3].

Инструментальные измерения на Полигоне показали интенсивные перемежающиеся по времени и пространству инерционные и приливные течения, которые усиливаются около дна океана [1, 6]. На горизонте 200 м из суммарной средней (примерно за месяц) плотности кинетической энергии величиной $240 \text{ см}^2/\text{с}^2$ на долю синоптической (вихревой) изменчивости пришлось $35 \text{ см}^2/\text{с}^2$ (15 %); инерционные колебания (вместе с суточными) доминировали – $144 \text{ см}^2/\text{с}^2$ (60 %). Энергия полусуточных колебаний составила $46 \text{ см}^2/\text{с}^2$ (19%) и $3 \text{ см}^2/\text{с}^2$ (1 %) были обусловлены 6-часовым приливным оборотом. Глубже горизонта 2000 м, где наблюдался минимум кинетической энергии $\sim 10 \text{ см}^2/\text{с}^2$, энергия возрастала ко дну до $\sim 40 \text{ см}^2/\text{с}^2$. О распределении кинетической энергии по вертикали в слое от поверхности до главного термоклина дают представление следующие оценки: $25 \text{ см}^2/\text{с}^2$ – в слое 0–100 м; $100 \text{ см}^2/\text{с}^2$ – на глубинах 300–400 м; максимум $150\text{--}175 \text{ см}^2/\text{с}^2$ – на горизонте 700 м; $50 \text{ см}^2/\text{с}^2$ – на глубине 1500 м.

Наблюдения пространственной структуры мезомасштабных полей

Структура пространственной мезомасштабной изменчивости оценивалась по данным оперативных разрезов ТЗО (схема галсов на Рис. 1). Над восточным флангом САХ на галсах поперечных средним изобатам в поле изотерм верхнего 500-метрового слоя океана наблюдались квазипериодические по горизонтали структуры длиной 120 км и 30–40 м по амплитуде (Рис. 8).

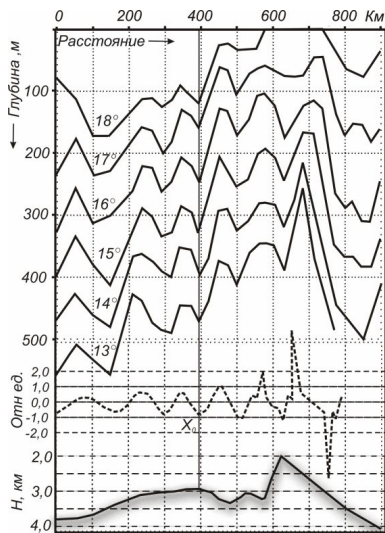


Рис. 8. Изотермы в градусах Цельсия на разрезе № 2 поперек изобат САХ – верхняя панель. Расчёт положения обобщённой изотермы для полусуточных внутренних волн по модели [5] с учётом эффекта Доплера – штриховая линия в середине рисунка; начальные условия заданы на вертикальной линии в точке X_0 ; нижняя панель – сглаженный рельеф САХ.

По мере приближения к оси хребта заметны достоверные уменьшение длин волн и увеличение амплитуды при уменьшении глубины океана. На масштабе восточного склона (~600 км) отмечается понижение температуры к вершине поднятия хребта, с выклиниванием изотермы 18°C на поверхности, Рис. 8. Качественно подобные волнообразные колебания наблюдались и на остальных разрезах, но протяжённость возмущений изменялась в пределах от 80 до 160 км. Далее будет показано, что изменения наблюдаемых на разрезах длин волн можно объяснить эффектом Доплера. Кроме того, сходство изотерм на параллельных галсах свидетельствует о стационарном и периодическом характере действующей крупномасштабной силы. С учётом доминирования полусуточных колебаний по измерениям на АВС, естественно предположить, что возмущения изотерм порождаются лунными приливами. В рамках этого предположения, в каждой точке максимального подъема изотерм была вычислена разность между местным временем зондирования и временем предыдущей кульминации Луны (верхней или нижней). Этот промежуток времени характеризует фазу возмущения, наблюдаемого на разрезе, относительно стационарного воздействия, за которое принимался приливной M_2 – потенциал. В распределе-

нии рассчитанных фаз по акватории была обнаружена закономерность: – линии равных фаз расположились в среднем параллельно сглаженным изобатам (Рис. 9).

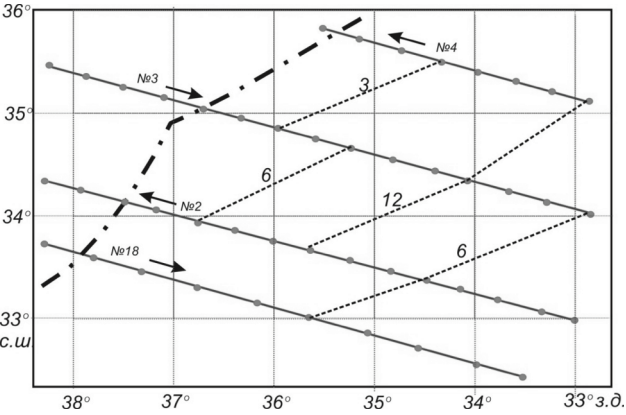


Рис. 9. Изолинии фазы M_2 внутренней волны в часах после кульминации Луны – тонкий пунктир. Поперечные к оси хребта параллельные линии с точками – галсы судна. Точки – зондирования при помощи термозондов. Направление движения судна указывают стрелки. Ось САХ показана жирной штрих-пунктирной линией.

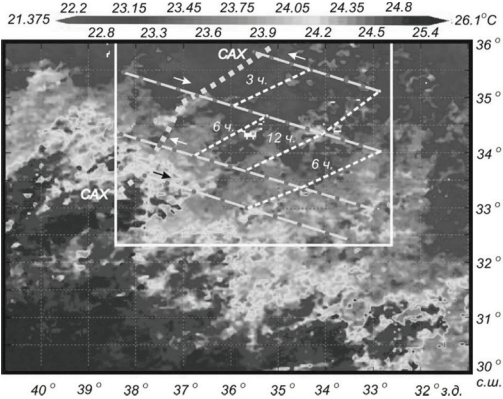


Рис. 10. Поле ТПО на Полигоне 30.06.1999 г., (Pathfinder, v.5). Температура ночная, дискретность 5 суток. Цветовая шкала в градусах Цельсия. В белом прямоугольнике показаны изолинии фаз (в часах, после кульминации Луны) внутренней приливной M_2 -волны первой моды из Рис. 9.

Ещё одна особенность поля ТПО привлекает внимание. На Полигоне часто наблюдаются вытянутые вдоль оси САХ полосы более холодных, чем фон вод. Длина полос достигает 500 км, а ширина ~ 100 км. Рис. 10 представляет яркий пример структурированного таким образом поля ТПО.

Интерпретация наблюдений

Для выяснения механизма формирования волнообразных возмущений изотерм над склоном САХ и холодных полос на поверхности океана необходимо выделить внутренние волны из общего сложного фона синоптической активности (включая вихри и ринги) и крупномасштабного ("среднего") распределения гидрологических характеристик в области АФ.

В качестве меры интенсивности динамических процессов на Полигоне были взяты амплитуды вариаций главных спектральных составляющих колебаний по измерениям в точке (временные ряды АБС). Эти оценки позволили идентифицировать процессы, которые определяют пространственные колебания изотерм. Дополнительно для идентификации структуры изотерм на поперечных к САХ разрезах, было выполнено моделирование приливных внутренних волн с учётом реальной топографии дна, стратификации и эффекта Доплера.

В результате анализа выяснилось, что полосы на поверхности возникают при подъёмах холодных вод, которые вызываются полусуточной волной первой моды и общим средним подъёмом изотерм в области оси хребта. Выбросы холодных вод на поверхность океана обусловлены большими вертикальными скоростями $\sim 0,31 \pm 0,05$ см/с (70м/6,2час.) во внутренних волнах, которые создаются при обтекании приливными течениями рельефа дна, близкого к критическому в области крупномасштабного уступа на восточном склоне САХ.

Далее приводится обоснование этих выводов.

Сравнение амплитуд пространственных изменений температуры на разрезах с амплитудами основных спектральных составляющих на временных автоспектрах

Чтобы разделить вихри и волны в полосе масштабов 10–150 км, рассмотрены временные ряды измерений на АБС. В энергонесущих частотных интервалах автоспектров были рассчитаны дисперсии температуры. Полосы интегрирования охватывали спектральные пики, соответствующие синоптическим вихрям, суточным и инерционным колебаниям, полусуточному приливу, а также шестичасовым колебаниям. В Таблицах 1, 2 приведены оценки изменчивости температуры и скорости в указанных частотных диапазонах. Среднеквадратические отклонения (далее СКО) $\langle T \rangle$ температуры пересчитаны в вертикальные СКО изотерм $\langle \zeta \rangle$ по формуле $\langle \zeta \rangle = \langle T \rangle / T_{0z}$ с учетом среднего вертикального градиента температуры $T_{0z} = \partial/\partial z(T_0)$.

Таблица 1.

**Среднеквадратические отклонения температуры ($T \times 10^{-3}$ (°C)
в энергонесущих частотных интервалах по данным Полигона
из 13 АБС к юго-западу от Азорских островов**

Временной интервал интегрирования спек- тральной плотности	Горизонт измерений, метры						
	100	200	300	400	700	1000	1500
Суммарное отклонение по всему спектру	200	110–150	150	140–250	120–200	62–116	79
Синоптические вихри, 240–35 час.	–	–	–	20–167	41–64	–	–
Инерционные и суточ- ные колебания, 35–24– 15 час.	140	20	60	44–82	38–55	37–86	46
Полусуточные приливы 15–12–9,0 ч.	66	84–103	–	73–114	64–170	39–54	50
Обертон полусуточно- го прилива 6,7–6.2–5,6 час.	–	53	–	37–52	24–30	41	24

Таблица 2.

**Среднеквадратические вариации горизонтальной (u)
и меридиональной (v) компонент скорости течений (см/с)
на станции АБС в точке 29° с.ш., 30° з.д.**

Временной интервал интегрирования спек- тральной плотности	Горизонт измерений, метры									
	100		200		400		1000		1500	
	u	v	u	v	u	v	u	v	u	v
Суммарное отклонение по всему спектру	9,3	13	15	16	12	16	11	13	12	14
Синоптические вихри, $T > 40$ час.	4,4	4,5	6,6	5,2	3,8	10	3,0	6,3	2,4	4,8
Инерционные и суточ- ные колебания, 40–24– 16 час.	5,8	5,6	12,2	11,8	8,5	8,6	8,3	9,8	10,5	11,3
Полусуточные приливы 16–12–9,7 час.	3,9	8,9	4,9	8,3	5,1	7,3	3,3	3,3	2,8	3,4
Обертон полусуточно- го прилива 6,7–6.2–5,6 час.	1,5	2,3	1,5	2,1	1,7	1,6	1,9	2,2	1,8	2,2

Из Таблицы 1 следует, что дисперсия температуры в полосе спектрального пика полусуточных колебаний доминирует среди остальных составляющих спектра. Так, в слое океана 200–400 м СКО полусуточных колебаний, было порядка $0,1^{\circ}\text{C}$, что эквивалентно по амплитуде волн $\sim 7,7$ м, если пересчитать по среднему вертикальному градиенту температуры $T_{0z} \sim 0,013 \pm 0,001^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Соответственно, высота волн на нижней границе сезонного термоклина составляет в среднем ~ 50 м только за счет полусуточных колебаний. Во время выполнения разрезов вихри отсутствовали. Интенсивность колебаний в синоптической полосе частот была минимальной: СКО порядка $0,06^{\circ}\text{C}$ ($\sim 4,7$ м). Максимальные значения синоптической изменчивости – по СКО около $0,17^{\circ}\text{C}$ (~ 13 м) – достигались во время прохождения вихря через полигон АБС. Карты гидрологических съемок показывают отдельные вихри диаметром 250–300 км со смещением изотерм в центре вихря порядка 75–100 м. Гистограммы амплитуд колебаний температуры, рассчитанные по измеренным на АБС реализациям, показывают, что максимальная высота колебаний (от подошвы до гребня), как правило, превышает СКО амплитуду в шесть раз, как для нормального закона распределения ($\pm 3\sigma$).

По картам гидрологических съемок обнаруживаются отдельные вихри диаметром 250–300 км со смещением изотерм в центре вихря порядка 75–100 м. Однако такие вихри – событие сравнительно редкое. В частности, во время выполнения поперечных к оси хребта галсов с разрезами ТЗО вихри отсутствовали. Интенсивность колебаний в синоптической полосе частот была минимальной. Можно полагать, что такой "фон" (СКО порядка $0,06^{\circ}\text{C}$ ($\sim 4,7$ м)) низкочастотных движений обусловлен адвекцией среднего поля температуры геострофическими течениями. Сравнимый вклад обнаружен в полосе частот инерционных и суточных колебаний: СКО около $0,04$ – $0,07^{\circ}\text{C}$ (3,5–6,0 м). Отмечается существенно бароклинный характер полусуточных течений (Таблица 2). По оценке, полученной в [8], интенсивность баротропного прилива M_2 по СКО составляет 0,8–1,0 см/с.

Масштабы горизонтальной изменчивости в поле изотерм и длины волн полусуточного внутреннего прилива

В дальнейшем изложении предполагается, что внутренний M_2 прилив можно достаточно хорошо представить в виде простой системы, состоящей из нескольких анизотропных волн. Такое предположение подкрепляется расчетами двумерных пространственных спектров температуры [8]. В исследуемом районе доминируют две системы полусуточных внутренних волн. По главным максимумам пространственного спектра были определены волны длиной 120 км с азимутом волнового числа ~ 220 град., а также полоса длин волн 90–160 км, распространяющихся вдоль линии 110–290 градусов по азимуту.

По данным гидрологических зондирований в нескольких точках Полигона были определены расчетные масштабы длин полусуточных внутренних волн. Локальная (в точке x) длина внутренней волны $\lambda(x)$ зависит от частоты волны ω , глубины океана $H(x)$, частоты Вайсяля-Брента $N(x,z)$ и номера моды n :

$$\lambda(x) = (2/n) \int_0^{H(x)} a \, dz, \text{ где } f - \text{ параметр Кориолиса } a^2(z,x) = (N^2 - \omega^2)/(\omega^2 - f^2),$$

[6]. Полусуточная волна первой моды имеет расчётную длину $\lambda \sim 120 \pm 5$ км при глубине океана $H = 3$ км. Близкие значения получаются при интегрировании уравнения для внутренних волн методом Фьельстада: 126 км для первой моды, 53 км – для второй и т.д., [8]. Погрешность в оценку длины волны вносится в основном из-за неточности определения частоты N , а также вследствие возможной нестационарности поля плотности за время выполнения гидрологической съёмки (порядка нескольких суток).

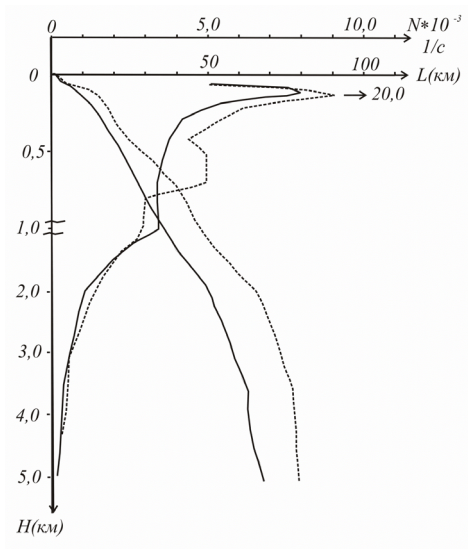


Рис. 11. Частота Вайсяля-Брента N (c^{-1}) и половина основного горизонтального масштаба L (км) полусуточных внутренних волн для Атлантического (сплошная) и Тихого океанов (пунктир), [6].

Сравнение оценок длины волны, определенных по профилям плотности в разное время и в разных точках, показывает, что ошибка, обусловленная указанными факторами, по величине около ± 6 км. Значительно большая погрешность оценок длин волн обусловлена неточным определением положения экстремумов изотерм. Максимум этой ошибки равен расстоянию между зондированиями и в нашем случае достигает ± 25 км при скорости судна 25 км/ч и дискретности зондирований 1 час.

Наблюдаемые на оперативных разрезах параметры возмущений не были одинаковыми. В Таблице 3 приведены амплитуды и горизонтальные масштабы длин волн изотерм на разрезах № 2, 3, 4, 5, 18, 27.

Таблица 3.

Параметры наблюдаемых над восточным склоном САХ возмущений изотерм

№ разреза ТЗО	Направление разреза по азимуту, град.	Скорость судна, км/час	Средняя глубина океана, км	Высота возмущений, м	Горизонтальный масштаб возмущений, км
2	287	29	3	60–80	120–140
3	107	22	1–2,5	50–100	80–100
4	287	26	2	50–100	120–160
5	180	26	3	60–80	60–300
18	107	25	3	50–60	100–160
27	0	28	3,5	30–80	100

Сравнивать расчетную и наблюдаемые на разрезах длины волн необходимо с учетом эффекта Доплера. Фазовая скорость длинных полусуточных волн около 2,8 м/с для первой моды и сравнима со скоростью судна, равной 7,8 м/с, при выполнении галсов. Направление распространения волн можно определить, располагая несколькими разрезами, при условии, что система волн достаточно проста (т.е. состоит из одной – двух анизотропных волн), волны достаточно развиты и изменяются за время эксперимента незначительно. Для одной анизотропной внутренней волны достаточно двух разрезов. Измеряя доплеровские длины волн λ' на двух разрезах, можно найти две неизвестные величины λ и φ из двух уравнений вида:

$$\lambda' = \lambda(\cos \varphi - \lambda VT),$$

где λ' – искаженная за счет эффекта Доплера длина волны; λ – длина волны в неподвижной системе координат; φ – угол между курсом судна и направлением

ем распространения волны; T – период волны; V – квази-постоянная скорость движения судна. На основании данных о доплеровских масштабах (Таблица 3) можно сделать вывод о наибольшем их согласовании при условии, что поле, в основном, составлено из внутренней волны первой моды, распространяющейся от хребта в юго-восточном направлении. Это согласуется с данными пространственных спектров. Вторая система волн с волновым вектором, направленным по азимуту $\sim 220^\circ$, на разрезах не обнаруживается. Это не удивительно, поскольку разрезы пересекают такую волну почти вдоль гребней. В случае $\varphi = 90^\circ$ наблюдаемая длина волны не зависит от длины λ и ее значение достигает $\lambda = VT \sim 320$ км, причем при этих условиях такую волну трудно заметить на разрезе.

Учитывая, что разрезы выполнены в течение одного месяца, уместно предположить, что распространяющаяся в юго-восточном направлении волна постоянно существует перед хребтом и представляет собой череду вытянутых параллельно оси хребта гребней и впадин в рельефе поверхности изотерм.

Сравнительная простота структуры поля внутренних волн в исследуемом районе позволяет применить к реальным условиям модель [5] внутренних волн при неоднородном субкритическом рельефе дна. Результаты расчета (Рис. 8, средняя панель) сравнивались с изотермами на разрезе №2. Из сравнения следует, что несмотря на выраженную идеализацию, модель описывает основные особенности волнового поля, связанные с крупномасштабными структурами рельефа дна. Во-первых, длина волны зависит от глубины океана. Во-вторых, при уменьшении глубины океана амплитуда волны заметно увеличивается. В третьих, вблизи оси хребта поле усложняется и амплитуда волны существенно возрастает. Здесь рельеф дна близок к критическому, т.е. наклон дна $\sim 0,03$ (на гигантском уступе САХ с перепадом глубин 1,5 км на расстоянии 50 км) близок к наклону характеристик уравнения для внутренних волн $dz/dx \sim 1/a$. Расположение изолиний фаз волны вдоль изобат и рефракция волны в южной части акватории разрезов, также являются признаками влияния рельефа дна. Крупномасштабное понижение температуры над вершиной САХ, заметное по среднему уменьшению глубины залегания изотерм, в модели не описывается. Причиной этого явления может быть накопление холодных вод в результате процесса их постоянного выброса.

Пример деформации внутренней прогрессивной волны первой моды при набегании на наклонную «ступеньку» на дне показан на Рис. 12. Вблизи поверхности океана за счёт больших вертикальных скоростей в таких внутренних волнах возможны выбросы вод из сезонного термоклина в верхний однородный слой и на поверхность океана.

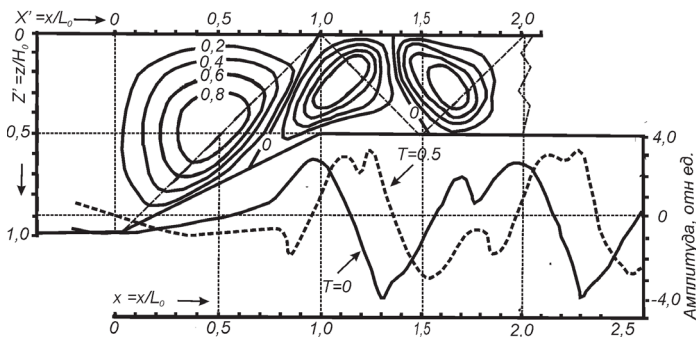


Рис. 12. Изолинии функции тока прогрессивной внутренней волны первой моды над линейным склоном дна шириной $x_L = 1$ при изменении глубины от $H_1 = 1$ до $H_2 = 0,5$ в безразмерных координатах в момент времени, равный четверти периода. Штриховая линия – характеристики. – верхняя панель. амплитуды волны около поверхности моря (уровень $Z = 0,05$) в начальный момент времени (сплошная) и через четверть периода (пунктир) – нижняя панель.

Закключение

По спутниковым данным на Полигоне выделяется крупномасштабная зона Азорского фронта шириной порядка 400–500 км. Фронту соответствует меандрирующее Азорское течение при средней плотности кинетической энергии геострофических течений на поверхности океана $\sim 160 \text{ см}^2/\text{с}^2$. В отдельных случаях интенсивность течений возрастает до $1150 \text{ см}^2/\text{с}^2$. На поверхности акватории наблюдаются вытянутые вдоль оси хребта полосы с пониженной температурой. Обнаруженные на оперативных разрезах в верхнем 500-метровом слое океана над восточным склоном САХ регулярные волновые структуры с масштабом длины $\sim 120 \text{ км}$, амплитудой $\sim 30\text{--}40 \text{ м}$ обусловлены крупномасштабной полусуточной внутренней волной первой моды, распространяющейся от оси хребта на юго-восток. Фронты этой волны расположены параллельно оси САХ и имеют протяжённость до 500 км. Вероятной областью генерации волны является гигантский крутой уступ с перепадом глубин 1,5 км на расстоянии 50 км протяжённостью порядка 500 км вдоль оси САХ. Выбросы холодных вод на поверхность океана обусловлены большими вертикальными скоростями $\sim 0,3 \text{ м/с}$ во внутренних волнах, создающихся при обтекании приливными течениями рельефа дна, близкого к критическому, в области крупномасштабного уступа на восточном склоне САХ.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФ №14-50-00095 и РФФИ №15-05-04198.

INTERNAL M2 TIDES OVER MID-ATLANTIC RIDGE

Melnikov V.A.

The effects of bottom topography on semidiurnal internal waves are considered on the basis of hydrophysical polygon measurements in the North-East Atlantic in the square 27–37°N, 27–40°W over the Mid-Atlantic Ridge (MAR hereinafter), three hundred miles southwest of the Azores, in the Azores Front zone (Shirshov Institute of Oceanology Expedition, 31-st cruise of r/v "Akademik Kurchatov", in April-June, 1980). Data include temperature and flow velocity time series (with time length about 1.5 months), obtained using 13 moorings, three hydrological surveys, expendable bathythermographs upper 500-m layer operative sections, as well as satellite arrays of ocean surface temperature (Pathfinder, v.5, 1981–2007), sea level (Aviso, 1993–2015) and models of the ocean depths ETOPO-2. To recognize internal waves in the total complex background of the vortex field and large scale ("average") Azores Front distributions, mesoscale hydrophysical processes in a range of spatial scales of internal waves have been studied. Joint data analysis and modeling of internal wave processes allowed to interpret the observed temperature field features as the semidiurnal internal waves of the first mode with wavelength of ~120 km, amplitude of 30–40 m, propagating to the southeast from the axis of the ridge. The probable area of wave generation is a giant fall-step on the eastern flank of MAR, with a depth drop of 1.5 km at a distance of 50 km and of about 500 km extension along the MAR axis. When tidal currents encounter this near critical slope "great wall", due to the large upper layer vertical velocities of ~0.3 cm / s, the cold water upwelling from the seasonal thermocline to the ocean surface is produced with semi-diurnal frequency. This leads to appearance of the parallel to the MAR axis cold water strips (100 km wide and 500 km long), permanently observed in the satellite sea surface temperature images. These strips are stretched along the large-scale semidiurnal internal wave phase contours parallel to the ridge axis.

Литература

1. Бышев В.И., Иванов Ю.А., Харламов А.И. Инерционные и приливные движения на полигоне в восточной части Северной Атлантики. Океанологические исследования, № 36, 1984, с.17–22.
2. Корт В.Г. 31-й рейс научно-исследовательского судна «Академик Курчатов» (основные научные результаты). Океанология, т. 21, № 1, 1981, с.183–187.
3. Корт В.Г., Веренчиков Н.Н. Географическое распределение мезомасштабных вихрей в восточной части Северной Атлантики. Океанологические исследования, № 36, 1984, с.50–54.

4. Корт В.Г., Краснопевцев А.Ю., Шадрин И.Ф. Эволюция мезомасштабных океанских вихрей к юго-западу от Азорских островов. *Океанология*, т. 21, № 1, 1983, с.5–12.
5. Мельников В.А. Влияние рельефа дна на внутренние волны. *Изв. АН СССР. Физ. атм. и океана*, т. 18, № 7, 1982, с.775–778.
6. Мельников В.А. Низкомодовые полусуточные внутренние волны вблизи Срединно-Атлантического хребта. *Океанологические исследования*, № 41, 1988, с.73–82.
7. Мельников В.А. Топографические внутренние волны в северо-восточной части Атлантического океана. Девятая открытая Всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Секция: Дистанционные исследования поверхности океана и ледяных покровов. Тезисы,–Москва, ИКИ РАН, 2011, с.276.
8. Морозов Е.Г., Никитин С.В. Распространение внутренних полусуточных волн в районе с меняющимся рельефом дна. *Океанологические исследования*, № 36, 1984, с.44–49.
9. Bashmachnikov I., Neves F., Nascimento Â., Medeiros J., Ambar I., Dias J., Carton X. Temperature–salinity distribution in the northeastern Atlantic from ship and Argo vertical casts. - *Ocean Sci.*, 2015, vol. 11, pp. 215–236.
10. Garrett C., St. Laurent L. Aspects of deep ocean mixing.- *J. Oceanogr.*, 2002, vol. 58, pp. 11–24.
11. Gould W.J. Physical oceanography of the Azores front. - *Progr. Oceanogr.*, 1985, vol. 14, pp. 167–190.
12. Kase R.H., Siedler G. Meandering of the subtropical front, south-east of Azores. - *Nature*, 1982, vol. 300, pp. 245–246.
13. Klein B., Siedler G. On the origin of the Azores current. - *J. Geophys. Res.*, 1989, vol. 94, pp. 6159–6168.
14. LeBlond P.H., Mysak L.A. Waves in the ocean. - Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1978, Elsevier oceanography series, vol. 20, 602 p.
15. Le Traon P.-Y., De Mey P. The eddy field associated with the Azores Front east of the Mid-Atlantic Ridge as observed by the Geosat altimeter. - *J. Geophys. Res.*, 1994, vol. 99, No. C5., pp. 9907–9923.
16. Munk W.H., Wunsch C. Abyssal recipe II: Energetics of tidal and wind mixing . - *Deep-Sea Research*, part I, 1998, vol. 45, pp. 1977–2010.
17. Nikurashin M., Vallis G. A theory of deep stratification and overturning circulation in the ocean. - *J. Phys. Oceanogr.*, 2011, vol. 41, pp. 485–502.
18. Rogerson M., Rohling E.J., Weaver P.P.E., Murray J.W. The Azores Front since the Last Glacial Maximum . - *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, vol. 222, pp. 779– 789.

19. Rudnick D.L., Luyten J.R. Intensive surveys of the Azores Front, I, Tracers and dynamics. - *J. Geophys Res.*, 1996, vol. 101, No. C1, pp. 923–939.
20. Siedler G., Onken R. Eastern Recirculation . In: *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean.* – Berlin, Stuttgart, Gebrüder Borntraeger, 1996, Ch. 1, pp. 339–364.
21. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. - *Science*, vol. 277, 1997, pp. 1957–1962.
22. Stanley G., Saenko O.A. Bottom-enhanced diapycnal mixing driven by mesoscale eddies: Sensitivity to wind energy supply. - *Phys. Oceanogr.*, 2014, vol. 44, pp. 68–85.
23. Tychensky A., Le Traon P.Y., Hernandez F., Jourdan D. Large structures and temporal change in the Azores Front during the Semaphore experiment . - *J. Geophys. Res.*, 1998, vol. 103, pp. 25009–25027.
24. Volkov D.L., Fu L.-L. Interannual variability of the Azores Current strength and eddy energy in relation to atmospheric forcing . - *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, No. C11011, pp. 1–12.
25. Wunsch C., Ferrari R. Vertical mixing, energy and the general circulation of the oceans. - *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 2004, vol. 36, pp. 281–314.

**ПРИРОДНЫЕ УГРОЗЫ ПРИ ДОБЫЧЕ И ТРАНСПОРТИРОВКЕ
УГЛЕВОДОРОДОВ В АРКТИКЕ И МИРОВОМ ОКЕАНЕ: ДЕГАЗАЦИЯ
НЕДР**

Богоявленский В.И., Богоявленский И.В.

Институт проблем нефти и газа РАН

Статья содержит описание природных условий, характерных для районов добычи нефти и газа в прибрежных и удалённых от берегов зонах морей Российской Федерации. Изложенный материал даёт представление о необходимом гидрометеорологическом обеспечении нефте- и газодобывающих комплексов на шельфе и в открытом море.

Основные запасы и ресурсы углеводородов (УВ) России расположены в условиях криолитозоны и многолетнемерзлых пород (ММП), существующих на двух третях территории страны и продолжающейся на шельфе Арктики. Это значительно усложняет все виды жизнедеятельности человека, особенно связанные со строительством и функционированием объектов топливно-энергетического комплекса (ТЭК) [5]. В таких сложных природно-климатических и экологически уязвимых условиях приходится обустривать добывающие предприятия ТЭК России и их инфраструктуру, включая строительство глубоких поисково-разведочных и эксплуатационных скважин, аэропортов, протяженных нефтегазопроводов и железных дорог.

Нефтегазотранспортные системы Арктики включают в себя системы локальных и магистральных нефте- и газопроводов с подводными переходами через реки и мелководные участки Печорского и Карского морей, транспортные перевозки по железным дорогам и морским танкерным флотом. Наличие Северного морского пути (СМП) и атомного ледокольного флота позволяет транспортировать жидкие УВ (нефть, конденсат, нефтепродукты и сжиженный природный газ – СПГ) и другие полезные ископаемые в западном и восточном направлениях на рынки Европы, США и Азиатско-Тихоокеанского региона. Танкерный вывоз УВ осуществляется из ряда терминалов Мурманска, Витино, Архангельска, морских ледостойких терминалов “Варандея”, Приразломного и Новопортовского месторождений (Рис. 1) [3, 4, 5].

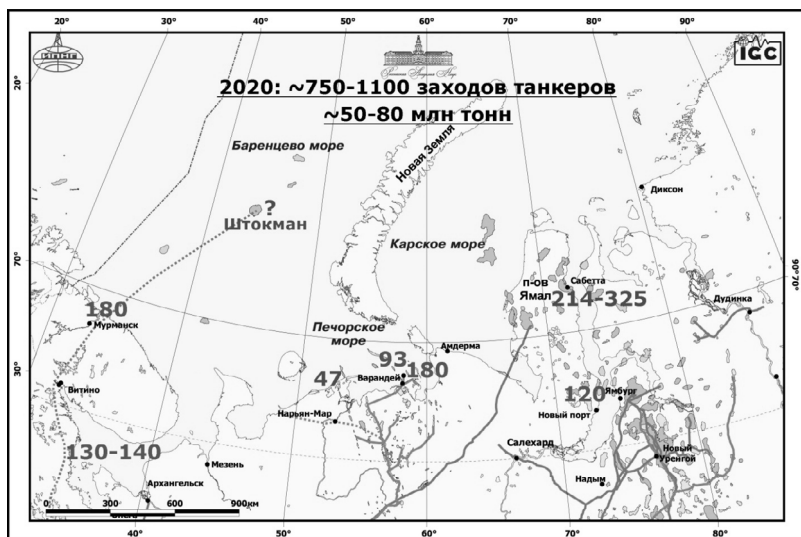


Рис. 1. Месторождения и инфраструктура российской нефтегазовой промышленности в Арктике.

Уникальный стационарный морской ледостойкий отгрузочный причал (СМЛОП) “Варандей” построен ОАО “Лукойл” на акватории Печорского моря на удалении 22 км от берега на глубине моря 17,3 м. Он действует круглогодично и является самым северным нефтяным терминалом в мире (широта 69,05°), что зафиксировано в Книге рекордов Гиннеса. В районе терминала толщина льда достигает 1,2–1,8 м, лед сохраняется в среднем 247 дней в году, а температура воздуха в зимнее время опускается до -50°С. По данным ПАО “Совкомфлот”, обнаруженным Е. Амбросовым на форуме “Арктика – территория диалога”, по состоянию на 1 марта 2017 г. из терминала “Варандей” несмотря на сильную ледовую нагрузку без особых происшествий вывезено 748 танкеров нефти в объеме 51 млн. т (в среднем около 90 танкеров в год при возможности отгрузки 180).

В мае 2016 г. ООО “Газпромнефть-Ямал” начало круглогодичный вывоз нефти Новопортовского месторождения с терминала “Ворота Арктики” (Рис. 2), построенного на широте 68,5° в акватории Обской губы в 3,5 км от мыса Каменного (уже перевезено более 1,3 млн. т нефти). В 2017–2018 гг. начнутся крупные экспортные поставки СПГ из порта Сабетта по проекту “Ямал СПГ” первоначально в объеме до 5,5 млн. т, а в дальнейшем – 16,5 млн. т с возможным дополнительным расширением. Для вывоза СПГ строятся не имеющие аналогов в мире газозолы ледового класса

Arc7 “YamalMax” с осадкой до 11 м, длиной около 300 м и вместимостью 172 тыс. м³, способные самостоятельно преодолевать льды толщиной до 2,1 м. Первый из них, логично получивший имя погибшего президента компании Total “Christophe De Margerie”, 31 марта 2017 г. прибыл в Сабетту на испытания.

В 2016 г. по Северному морскому пути перевезено около 7 млн. т груза, что выше рекорда 1987 г. (6,5 млн. т). На Рис.1 показаны потенциальные объемы вывоза в 2020 г. нефти и газа (соответственно зеленые и красные цифры) из вышеперечисленных терминалов, рассчитанные нами в количестве заходов танкеров (согласно планам нефтегазодобывающих компаний 2013 г.) [3, 4, 5]. Всего в 2020 г. в регионе Печорского, Баренцева и Карского морей предполагалось осуществить 750–1100 заходов танкеров, не считая танкеров и других судов, идущих по СМП транзитом или с другим грузом. В настоящее время реализуется большая часть запланированных проектов. Смещены по времени проекты освоения Долгинского месторождения (на 2031 г., 93 танкера в год) и строительства завода по производству СПГ – “Печора СПГ” около поселка Индига на мысу Святой Нос в Печорском море (47 танкеров – газозовозов в год).



Рис. 2. Отгрузка нефти с терминала “Ворота Арктики” на танкер (ПАО «Газпром-нефть»).

С учетом функционирования реализованных и планируемых проектов в Арктике обеспечение безопасности широкомасштабных перевозок УВ и других грузов по СМП требует самой тщательной проработки, что осложняется отсутствием мирового опыта и завершающимися сроками службы атомных ледоколов, на смену которым уже строятся ледоколы нового поколения. Отметим, что в США после специального тестирования возможности вывоза нефти

с Северного склона Аляски из зоны Prudhoe Bay на танкере Manhattan в 1969–1970 гг. было принято обоснованное решение об отказе от маршрута через Северо-западный проход (Northwest Passage), соединяющий Тихий и Атлантический океаны. Хотя нефть стала вывозиться через расположенный на юге Аляски порт Валдиз, в 1989 г. произошла катастрофа танкера “Exxon Valdez” с разливом около 40 тыс. тонн нефти, обусловленная человеческим фактором. Несмотря на то, что за прошедшие десятилетия появились новые усовершенствованные танкеры ледового класса с двойными бортами и поворачивающимися движителями “Азипод”, а потепление климата облегчило условия их проводки на акваториях Северного Ледовитого океана, транспортировка УВ в Арктике остается гораздо более опасной, чем в южных широтах.

Одной из особенностей ММП, расположенных на побережьях морей Арктики и часто представленных крупными подземными массивами льда, является их значительное разрушение под действием теплового и водного (волнового) воздействия – термоабразия и термоэрозия. За счет этого наблюдается высокая среднегодовая скорость отступления береговой черты, достигающая в Карском море 2,9 м, в море Лаптевых – 5,5 м, в Восточно-Сибирском – 6,1 м, в море Бофорта – 7,3 м, а на острове Колгуев – до 10 м [5, 12]. Перестали существовать открытые в XVIII–XIX веках острова Семенова, Васильевский, Диомида и др., на месте которых образовались одноименные банки. Таким образом, площадь Северного Ледовитого океана постоянно увеличивается, изменяя очертания берегов и угрожая разрушением береговым объектам нефтегазовых промыслов и судоходству в прибрежной полосе за счет формирования мелей при переотложении размытой породы. Активные субвертикальные геодинамические процессы в Арктике приводят к воздыманию многих участков акватории с формированием новых мелей и островов. Подтверждением сказанному служит открытие в 2014 г. в море Лаптевых нового острова Яя (Рис. 3). По данным космических исследований компанией “ScanEx” в неожиданном месте шельфа Арктики была выявлена стамуха – застрявшая на новой отмели льдина.

Новые острова и мели могут образовываться за счет действия подводных грязевых вулканов (ГВ). На мелководье Азовского моря периодически образуются вулканические острова Голубицкий и Темрюкский, которые размываются прибрежными волнами в течение одного-четырех месяцев. 25 октября 2015 г. произошло очередное извержение подводного ГВ вблизи станицы Голубицкая.



Рис. 3. Остров Яя в море Лаптевых (фото из вертолета ВГТРК в 2014 г.).

Самая крупная известная грязевулканическая провинция мира расположена в Южно-Каспийском регионе, главным образом, на территории шельфа Азербайджана. Здесь многие ГВ на поверхности земли и морского дна формируют ряды (цепочки), приуроченные к глубинным разломам, в том числе вдоль Апшеронского порога. Наиболее крупные ГВ достигают 3–10 км в ширину и 300–700 м в высоту. Высота подводных ГВ может достигать 300–500 м. В азербайджанском секторе Каспийского моря 8 островов имеют грязевулканическое происхождение (Зенбил, Гил, Харе-Зирия, Гарасу, Сенги-Муган и др.). Размеры острова Гил (Глиняный) составляет 1×1,3 км, высота над уровнем моря – около 20 м, а длина прилегающей косы – около 4 км (Рис. 4). Размеры самого крупного острова Харе-Зирия достигают 3,3×2,5 км, высота над уровнем моря – более 30 м, а его площадь – около 7 км². Кроме того, имеется множество банок и обширных разливов вулканической брекчии, достигающих при разовом извержении 1,5 млн. м³ на Гарасу в 1977 г., 2,1 млн. м³ на банке Чигил-дениз в 1950 г. и 3,5 млн. м³ на острове Сенги-Муган в 2002 г. [1, 2]. Суммарные объемы выброшенной породы на острове Сенги-Муган достигают 600–800 млн. м³ [2]. Выбросы газа при извержениях ГВ могут достигать десятков и даже сотен млн. м³. На многих ГВ наблюдаются выходы жидких УВ. На дне и островах Каспия обнаружены крупные подводные кратеры-кальдеры: 1,6×1,4 км на банке Бахар-дениз и 1,9×0,95 км на острове Харе-Зирия. Всего на Каспии известно 230 подводных ГВ [1,2]. Из примерно 2500 ГВ и грязевулканических проявлений свыше 1400 (более 56 %) расположено на акваториях.

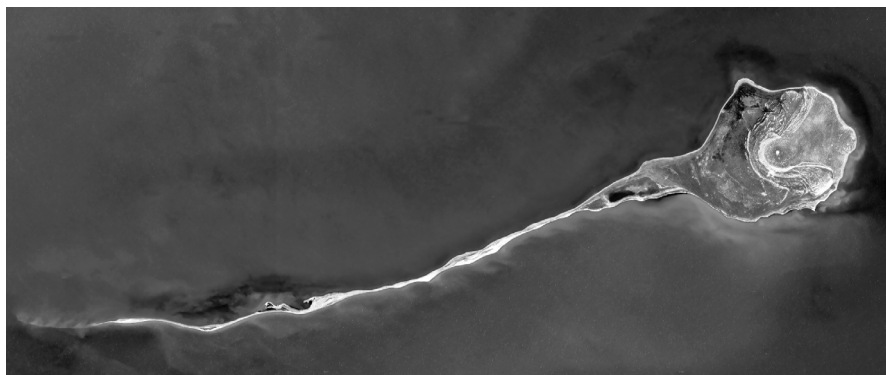


Рис. 4. Грязевой вулкан – остров Гил (Глиняный) в Каспийском море (Bing).

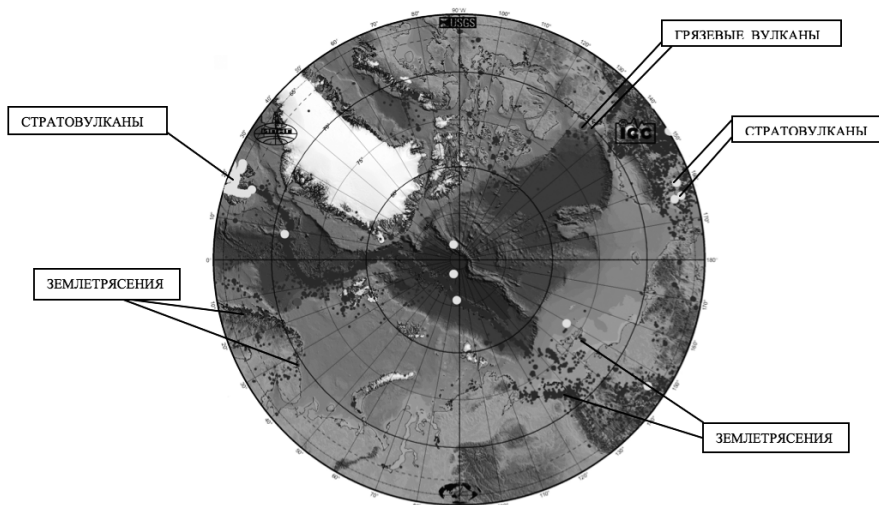


Рис. 5. Природные угрозы в Циркумарктическом регионе.
Условные обозначения: темно-серые мелкие точки – землетрясения, темные и светлые точки – грязевые вулканы и стратовулканы.

В канадском секторе моря Бофорта вблизи устья реки Макензи найдено несколько площадей (Кораноар, Gary Knolls, Kaglulik, Admiral's Finger) с локальными поднятиями на дне, основная часть которых идентифицируется как гидралакколиты (PLF, Pingo, булгунняхы) [20]. Несколько поднятий признаны ГВ.

На всем гигантском арктическом шельфе Восточного полушария найден всего один ГВ Након Mosby в норвежском секторе Баренцева моря (72° с.ш., $14,725^{\circ}$ в.д.), из которого периодически выходит газ (Рис. 5).

В Мировом океане обнаружены тысячи зон распространения сипов (выходов) газа и нефти со дна в водную толщу. Всплывая на поверхность моря, нефть формирует пленку (oil slicks) площадью до нескольких десятков квадратных километров. Нефтяные пятна легко выявляются с помощью аэрокосмических наблюдений, при этом особенно эффективна радарная съемка SAR (Synthetic Aperture Radar), дающая хорошие результаты при перманентном мониторинге независимо от времени суток и погодных условий. В ряде регионов Мирового океана на дне обнаружены крупные и гигантские битумные (асфальтовые) поля, сформированные тяжелыми фракциями УВ. Например, они выявлены в Мексиканском заливе в районе Campeche при глубине воды около 3 км, при этом на поверхности воды наблюдаются пятна легкой нефти.

Вертикально направленные потоки (струи) газа, распространяющегося в водной толще, получили название “газовые факелы” (ГФ – gas flares, acoustic plumes). Они хорошо регистрируются при геоакустических исследованиях в результате отражения высокочастотных колебаний от поднимающихся пузырей газа [5, 8, 9, 14, 17, 22]. При большой глубине воды газ может растворяться в воде и не доходить до ее поверхности. Вместе с тем, известны ГФ высотой до нескольких сотен метров. Во время экспедиций 2002 и 2003 гг. из жерла ГВ Двуреченский (глубина дна около 2 км) наблюдались мощные выбросы (фонтаны) газа, формирующие ГФ диаметром 300–400 м и высотой около 800–850 м [19].

На Рис.6, предоставленном нам И.П.Семилетовым, приведен фрагмент эхограммы с ГФ в водной толще Восточно-Сибирского моря, свидетельствующий о пересечении судном поля активной дегазации недр. Одиночные и групповые ГФ также неоднократно регистрировались в арктических и других акваториях России и Мирового океана. Во многих случаях струйные газовыделения начинаются из округлых углублений в рельефе дна – покмарок (rockmarks), нередко имеющих брустверы за счет выброшенной выхлопом или струей газа породы. В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском экспедициями ДВО РАН выявлены крупные участки (больше одного квадратного километра) дегазации недр, на которых вода буквально кипит от выделяющихся газов [17 и др.]. В море Лаптевых на одной из площадей было обнаружено свыше 100 ГФ на глубинах 50–165 м, при этом более 70 % ГФ – на глубинах 50–90 м (Д.В. Черных и др., 2014).

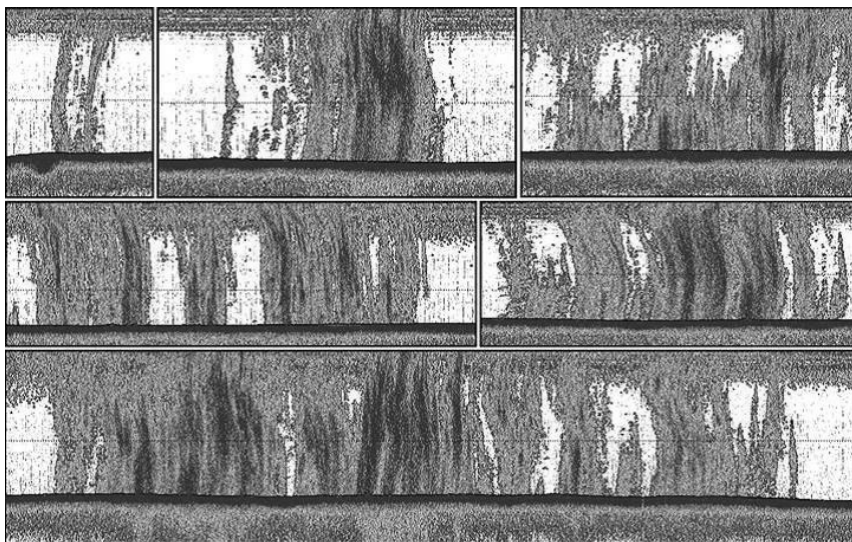


Рис. 6. Фрагмент эхограммы с газовыми факелами в водной толще Восточно-Сибирского моря (данные И.П. Семилетова).

При наличии определенных термобарических условий газ, контактируя с водой, может переходить в форму газовых гидратов (ГГ), образуя залежи ГГ в придонных отложениях или на его дне [5]. Это зафиксировано на многих площадях в Мировом океане, в том числе в жерлах или около ГВ *Nakon Mosby*, Двуреченский, Буздаг, Элм, им. Абиha и др. Однако из донных отложений российского шельфа Арктики не взято ни одного образца ГГ, хотя условия для их существования имеются практически повсеместно.

Известны случаи посадки судов на мель, образовавшуюся в результате подводной грязевулканической деятельности, и считается весьма вероятной возможная гибель судов во время выброса газа из недр в районах грязевого вулканизма или при разложении ГГ [23], широко распространенных в Арктике. Весьма вероятным подтверждением сказанного служит многочисленная гибель судов и самолетов в “Бермудском треугольнике” в Атлантическом океане, гибель в районе активного вулканизма в Черном море судов “Память Меркурия” 26 января 2001 г. и “Амира-1” 9 января 2003 г. (погиб весь экипаж – 24 человека) [18]. В 1953 г. при выбросе газа из подводного вулкана затонуло японское исследовательское судно *Kaiyo-Maru №5* (Hydrographic Department of the Japanese Maritime Safety Agency). При этом погиб весь экипаж – 31 человек.

Природные газы, выходящие на поверхность земли или воды при извержениях ГВ, образуя “гремучую смесь” (5–15 % содержания метана в воздухе), часто самовоспламеняются и взрываются. Это неоднократно происходило на вулканах Азербайджана (Гил в 1895 г., Большой Маразинский в 1902 г., Турагай в 1922 г., Гарасу в 1923 и 1977 гг., Харе-Зирия в 1940 г., Шихзарли в 1902, 1974 и 2013 гг., Дашмардан в 1976 г., банка Макарова в 1958 г., Зенбил в 1961 и 1995 гг., Локбатан в 1923, 1977, 2001 и 2012 гг. и др.); Тамани (Карабетова гора в 1853, 1927, 1947 и 2000 гг. и Шуго в 1903 г.); в Азовском море (Голубицкий в 1799 и 1924 гг.) и многих других регионах (Рис. 7) [1, 2, 5, 8 и др.]. Высота пламени мощных краткосрочных (10–20 мин.) извержений нередко достигала и превышала 500 м: Локбатан в 1887 и 1954 гг., Бахар в 1885 г., остров Харе-Зирия в 1940 г., Отманбоздаг в 1922 г., Дашмардан в 1954 г., Кёланы в 1962 г., Торагай в 1947 г., Боздаг-Гобу в 1974 г., Бахар в 1992 г. и др. [1]. По данным Е.Ф. Шнюкова в Тамани из 77 извержений, зафиксированных в 1818–2005 гг., 12 были с воспламенениями (около 16 %) [18]. Из 369 описанных извержений ГВ Азербайджана воспламенения были в 132 (35,8 %) [2]. В период 1810–2015 гг. наиболее часто были мощные извержения на ГВ Азербайджана Локбатан (24) и Шихзарли (22) [1], на которых воспламенения газа происходили в 58,3 и 60,9 % случаев фонтанирования. Отметим, что подобная статистика возгораний (57 %) наблюдается при аварийных выбросах газа при бурении скважин, о чем свидетельствуют исследования Den Norske Veritas [3, 4].



Рис. 7. Извержение вулкана Локбатан 20 сентября 2012 г. (ресурсы Internet).

Во время сильного землетрясения в Крыму 11–12 сентября 1927 г. (9 баллов), с эпицентром к югу от Ялты, в Черном море в ряде мест было обнаружено характерное для выхода больших объемов газа “кипение воды”, а также наблюдались вспышки и взрывы газа к западу и юго-западу от Севастополя, западнее Евпатории и в других районах. По словам очевидцев, высота пламени достигала 500 м (как и в Азербайджане), а ширина – до 1,8–2,7 км [5, 15]. Мощные взрывы газа на море продолжались почти два месяца и наблюдались 2, 3 и 4 октября в 30 км к востоку от Феодосии, в те же дни в 20–25 км к западу и юго-западу от Судака около пос. Приветное, 14 октября в 7 км к югу от Алупки [19]. Извержения вулканов всех типов провоцируются землетрясениями, но и сами порождают землетрясения, мощность которых может достигать 6–8 баллов.

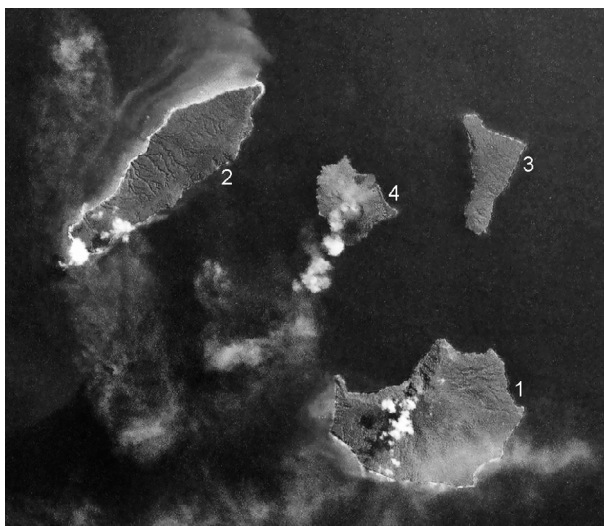


Рис. 8. Космоснимок вулканических островов палеовулкана Кракатау: 1 – Krakatau, 2 – Verlaten, 3 – Lang, 4 – Anak Krakatau (база Bing).

Еще большую угрозу несут стратовулканы. В 1883 г. произошло одно из самых сильных за последние столетия извержение вулкана-острова Кракатау (Krakatau) в Зондском проливе (Sunda Strait) между индонезийскими островами Ява и Суматра (6,1° ю.ш., 105,4° в.д.). До 1883 г. здесь существовал крупный трехглавый вулканический остров Кракатау, который в результате катастрофического извержения 27 августа взорвался, при этом сохранилась только его южная часть самым крупным вулканом Раката (Rokata) высотой около 800 м, а на месте двух других (Danan и Perboewatan), выросших над центром

древнего гигантского вулкана высотой около 2 км, образовалась подводная кальдера глубиной до 280 м и диаметром около 7 км (Рис. 8). Возникшее цунами с высотой волн до 30–40 м уничтожило десятки городов и селений на островах Ява и Суматра, по разным данным погибло 36–40 тысяч человек, а пепел распространился на расстояние свыше 5 тыс. км. Возможно, что крупное извержение аляскинского вулкана Августин (Augustine) 6 октября 1983 г. (59,4° с.ш., 153,5° з.д.) было инициировано землетрясение при взрыве Кракатау.

29 декабря 1927 г. в центре подводной кальдеры Кракатау между тремя островами Krakatau (вулкан Rokata), Verlaten, Lang (краевые части древнего вулкана Кракатау) началось подводное извержение, в результате которого вырос новый вулканический остров Анак-Кракатау (Anak Krakatau), в дальнейшем размытый морем. После нового извержения в 1930 г. вулкан Анак-Кракатау сформировался в виде постоянно растущего острова, высота которого по разным данным превысила 300–320 м (Рис. 8).

Извержения наземных и подводных стратовулканов, как и ГВ, сопровождаются выбросом больших объемов газа. 24 ноября 1955 г. во время ледового дрейфа экспедиции “Северный полюс – 3” в районе хребта Ломоносова (88,27° с.ш., 65,6° в.д., глубина воды 1463 м) землетрясение и выброс газа с запахом сероводорода разбили льдину, на которой был расположен базовый лагерь полярников [11]. Полярные исследователи А.Ф. Трешников и Я.Я. Гаккель трактовали это событие как извержение подводного стратовулкана (Рис. 5).

После регистрации в 1999 г. многими сейсмостанциями серии мощных землетрясений в районе хребта Гаккеля, названном в честь Я.Я. Гаккеля, американскими, немецкими и шведскими учеными в 2001 и 2007 гг. были организованы экспедиции на ледоколах Healy, Polarstern, Odyn. В 2017 г. специалисты из американского океанографического института Вудс-Холл WHOI (Woods Hole Oceanographic Institution, Robert Sohn et al, [24]) на месте землетрясений (85,6° с.ш., 85,3° в.д., глубина воды около 4000 м) обнаружили и закартировали конические вулканогенные постройки (Рис. 5) и множество гидротермальных источников. При этом со дна были подняты образцы магматических пород, включая вулканическое стекло. Три найденных вулкана получили названия Loke, Oden и Thor.

В результате ряда экспедиций в морях Арктики (Бофорта, Печорском, Карском) доказано существование подводных непрерывно растущих гидролакколитов – ringo, представляющих прямую опасность для судоходства. Первые гидролакколиты на шельфе российской Арктики были обнаружены при сейсморазведке НСП (непрерывное сейсмопрофилирование) в Печорском море к западу от острова Вайгач ОАО “АМИГЭ” в начале 90-х годов (Рис. 9) [5, 10,

14, 16]. В 1995 г. при бурении инженерно-геологической скважины с судна “Бавенит” (ОАО “АМИГЭ”) на одном из наиболее высоких поднятий в рельефе дна под 6 м толщей донных осадков обнаружен интервал ледогрунта гидролакколита мощностью более 90 м. При бурении на соседнем поднятии (Рис. 9-Б) после небольшой (около 20 м) толщи ММП была вскрыта залежь газа, выброс которого в водную толщу создал аварийную обстановку для бурового судна, которое было вынуждено незамедлительно покинуть точку бурения. Газирование продолжалось несколько суток с постепенным затуханием. Возможно, кроме вскрытия залежей свободного газа, был дополнительный приток газа из разлагавшегося при нарушении термобарических условий ГГ.

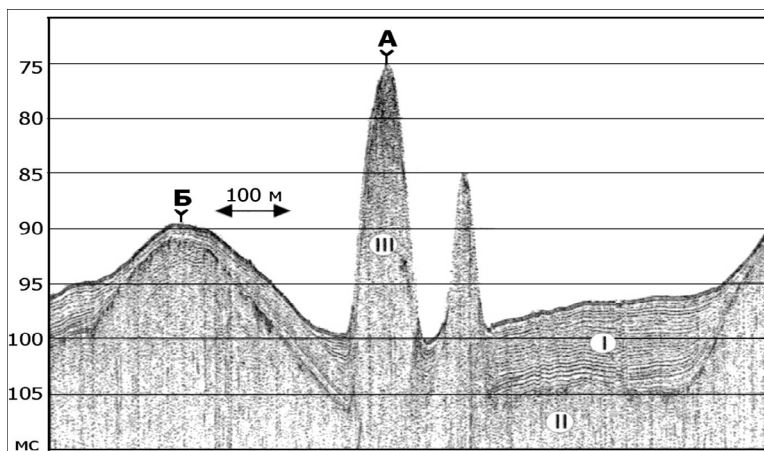


Рис. 9. Временной разрез НСП через поле подводных гидролакколитов в Печорском море (АМИГЭ).

В ходе экспедиционных и дистанционных (аэрокосмических) исследований ИПНГ РАН в 2014–2016 гг. показано, что ringo-булгуньяхи, кроме традиционной деградации за счет таяния ледяного ядра, могут взрываться при пневматическом выбросе газа с разлетом обломков до 300–900 м, возможно с самовоспламенением, что несет дополнительную угрозу (Рис. 10) [5, 6, 8, 13, 21].

Наличие реликтовых субаквальных ММП сдерживает вертикальную миграцию УВ (особенно газа), так как они являются малопроницаемой крышкой. Ниже подошвы ММП и внутри нее могут формироваться значительные скопления газа. В среднем плейстоцене – голоцене (последние 10–12 тыс. лет) за счет активной трансгрессии моря значительные территории арктической суши оказались затопленными и превратились в обширный мелководный

шельф, что привело к постепенной деградации субмаринных ММП. Несмотря на это мощность ММП на глубинах до 100–110 м может достигать 500–900 м, особенно вблизи островов и банок.



Рис. 10. Гигантский кратер выброса газа на полуострове Ямал (фото из вертолета В.И. Богоявленского 25.08.2014).

Таяние ММП на шельфе Арктики приводит к мощной дегазации недр за счет разрушения мерзлотной покрывки для залежей свободного газа и диссоциации (разложения) залежей ГГ в криолитозоне [5, 6, 21, 22]. На акваториях многих морей России и в Мировом океане обнаружено огромное количество покмарок [5, 6, 13, 21, 22]. Подобные объекты, идентифицированные как кратеры газового выброса, выявлены нами в 2014–2016 гг. на ряде площадей полуостровов Ямал и Гыданский, а также на дне более чем 250 озер Ямала (Рис. 11) [5, 6, 7, 8]. Британская геологическая служба (BGS) обнаружила в Северном море на площади South Fladen в одной из крупных покмарок, названной ими Witch's Hole (Отверстие ведьмы), затонувший траулер начала XX века [22]. Одним из основных объяснений гибели судна является то, что оно затонуло в результате газирования воды (изменения ее плотности) при дегазации или выхлопе газа из покмарки.

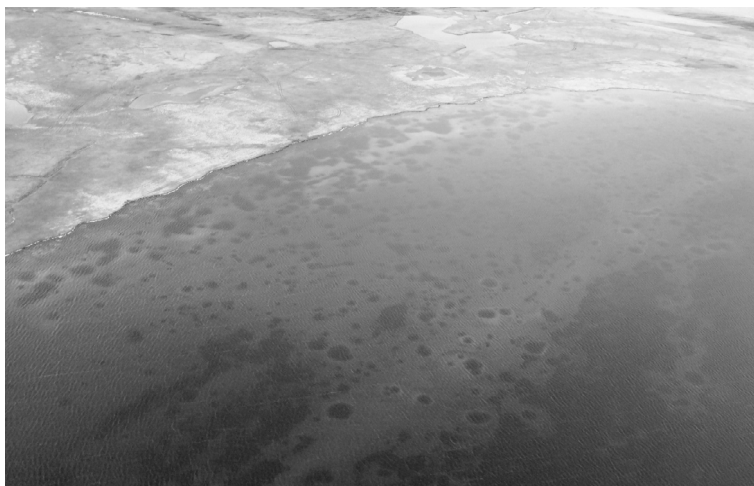


Рис. 11. Озеро с кратерами газовых выбросов на севере полуострова Ямал (фото из вертолета В.И.Богоявленского, 17.08.15).

Большую угрозу при бурении скважин представляют залегающие в верхней части разреза (ВЧР – глубины до 700–900 м) небольшие залежи газа – “газовые карманы” (gas pockets). Газовые карманы нередко имеют аномально высокие пластовые давления (АВПД), особенно при наличии каналов газогидродинамической связи с более глубокими залежами (газовые трубы – gas chimneys). Выбросы газа из ВЧР часто приводили к аварийным и катастрофическим ситуациям. В Северном море первое такое происшествие произошло в 1963 г. при бурении скважины с СПБУ “Mr. Louie” на площади German Bight на глубине воды около 35 м. Выброс газа привел к образованию гигантского кратера – покмарки Figge-Маар диаметром 400 м и глубиной 31 м [5, 6, 8]. СПБУ уцелела, так как выброс произошел в стороне от устья скважины. 27 августа 1981 г. при бурении скважины с судна “Petromar-5” в Южно-Китайском море недалеко от индонезийского острова Natuna в результате выброса газа из неглубокой залежи (газовый карман) и газирования воды, оно перевернулось и затонуло (Рис. 12). Погибло 123 члена экипажа. 9 сентября 1983 г. из-за выброса газа с глубины 511 м при бурении скважины Ракушечная-4 в казахском секторе Каспийского моря вблизи мыса Ракушечный на глубине 43 м затонула и до сих пор лежит на дне СПБУ “60 лет Азербайджана” ПО “Каспморнефтегазпром” Мингазпрома СССР. При этом периодически из донных отложений продолжается эмиссия метана.

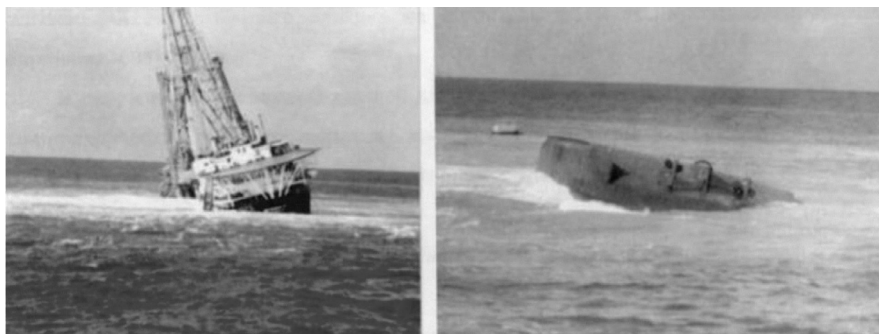


Рис. 12. Выброс газа и гибель судна “Petromar-5” в Южно-Китайском море (Интернет-ресурсы).

В ИПНГ РАН в результате комплексного анализа 4249 пог. км региональных сейсмических разрезов МОГТ ОАО “ДМНГ” шельфа Охотского моря в ВЧР обнаружено более 200 газовых карманов и несколько залежей ГГ, несущих потенциальную угрозу при добыче и транспортировке УВ [8, 9, 14]. В итоге получилось, что газовые карманы встречаются в среднем примерно через 20 км. В качестве примера на Рис.13 приведен фрагмент временного разреза 0898339 на шельфе Охотского моря, прилегающем к побережью Хабаровского края, на котором выделяются несколько газовых карманов с горизонтальными размерами до 1500 м. Сильное поглощение и аномалии скоростей отраженных волн в залежах газа на временах 400–700 мс (200–500 м ниже дна) практически полностью разрушили волновую картину нижележащих сейсмических горизонтов с малоамплитудным локальным антиклинальным поднятием. Полученные результаты однозначно свидетельствуют о возможности извлечения важной дополнительной геолого-геофизической информации о неоднородностях в строении ВЧР из архивных сейсмических материалов МОГТ и необходимости активизации комплексных исследований с развитием создаваемой в ИПНГ РАН геоинформационной системы “АМО” (Арктика и Мировой океан) для повышения безопасности поиска, разведки и разработки месторождений на море и суше. Аналогичные исследования архивных сейсмических материалов необходимо провести и для осадочных отложений морей Арктики, которые характеризуются высоким газосодержанием. Однако при этом, видимо, придется переобработать большие объемы архивных материалов МОГТ, так как длительное время изучения ВЧР по материалам МОГТ не уделялось большого внимания и на многих временных разрезах отраженные волны от дна и неглубоких границ отсутствуют из-за срезания мьютингом или низкого качества.

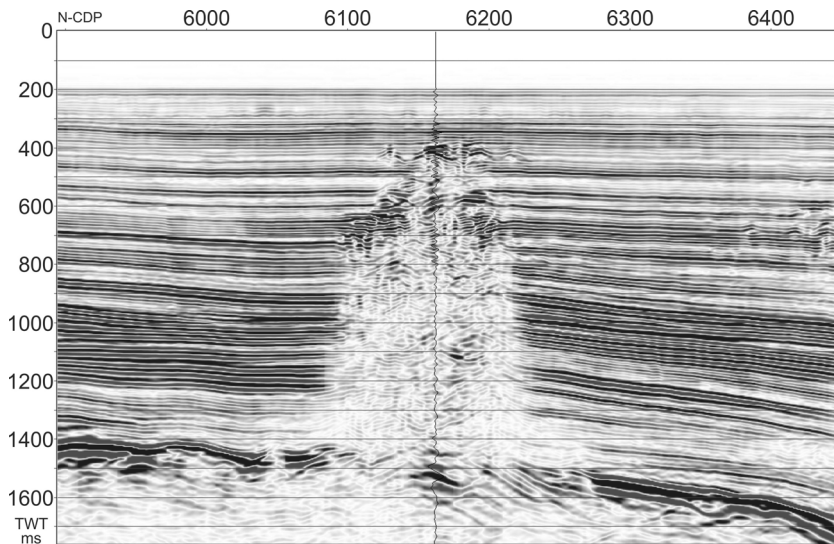


Рис. 13. Газовые карманы на временном разрезе МОГТ 0898339 на шельфе Хабаровского края

На многих акваториях Мирового океана по данным сейсморазведки МОГТ 2D выявлены косвенные признаки существования ГГ, которые фиксируются на временных и глубинных динамических разрезах в виде границы BSR (Bottom Simulating Reflector), которая прослеживается примерно параллельно дну моря. Присутствие ГГ и свободных газов прогнозируется наличием отражающего горизонта BSR, соответствующего подошве слоя ГГ, экранирующего нижележащие залежи свободного газа. При этом отраженный сигнал имеет инвертированную форму, что происходит при отражениях от пластов с меньшей скоростью. На Рис. 14 приведен фрагмент временного разреза МОГТ 0514021 в районе впадины ТИНРО в северной части Охотского моря, на котором видна большая энергетическая выраженность отраженных волн от границы BSR, чем от дна и других границ разреза [9]. Также в рельефе дна в районе N-CDP 5000 наблюдаются небольшие покмарки глубиной около 10–15 м. Однако бурение ряда скважин показало, что присутствие на временных разрезах BSR не является однозначным подтверждением наличия ГГ и наоборот, залежи ГГ находились в зонах, где граница BSR не видна. Кроме того, часто прослеживание на временных разрезах BSR затруднено и неоднозначно.

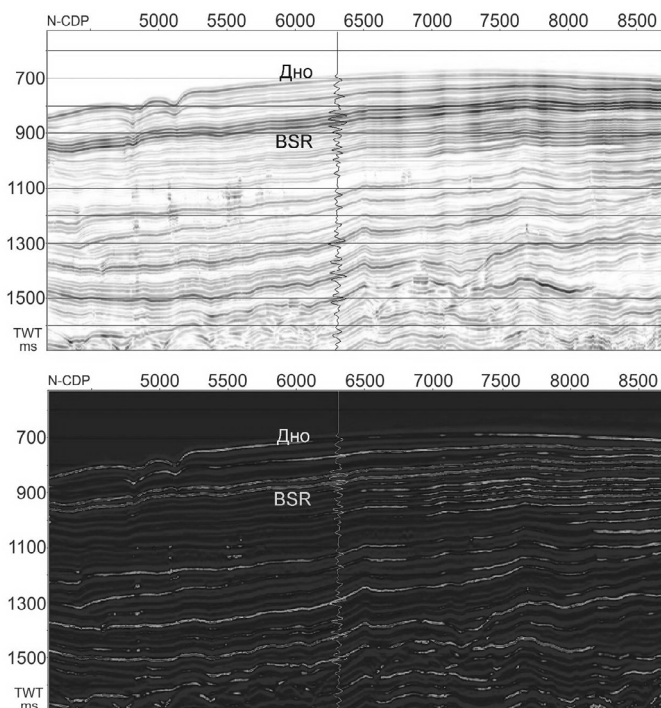


Рис. 14. Фрагмент временного разреза МОГТ 0514021 в районе впадины ТИНРО.

Неконтролируемое разложение ГГ представляет большую опасность при разработке традиционных залежей углеводородов и угрожает глобальной катастрофой в случае продолжения потепления климата на Земле. Диссоциация залежей ГГ на свободный газ и воду из-за изменения термобарических условий приводит к потере прочностных свойств грунтов (“разжижение”), что в районах береговых и подводных (в том числе континентальных) склонов может привести к их сдвигу с формированием оползня. Весьма вероятной гипотезой возникновения одного из крупнейших в мире оползней Сторегга (Storegga Slide), вызвавшего мощное цунами, является прорыв неглубоких залежей свободного газа или разложение ГГ, сформировавшихся из-за субвертикальной миграции газа из крупного глубоководного месторождения Ormen Lange [22]. При этом процесс смещения донных пород был спровоцирован предшествующим землетрясением.

Заключение

1. По сравнению с относительно хорошо изученными южными акваториями Мирового океана в морях Северного Ледовитого океана выявлено существенно меньше объектов, связанных с дегазацией недр. Не вызывает сомнений, что на самом деле грязевых вулканов, сипов газа и субмаринных залежей ГГ на акваториях Арктики несравнимо больше, чем известно. Это говорит о крайне низкой степени изученности дна Северного Ледовитого океана, особенно российских морей.

2. Выявление и учет геодинамически активных участков дна и зон дегазации недр представляет большой интерес для фундаментальных научных исследований РАН, так как эмиссия парниковых газов влияет на климатические изменения на Земле. Кроме того, мощные выбросы газа могут угрожать безопасности судоходства и проведению геологоразведочных работ с плавучих буровых установок за счет изменения плотности воды.

3. Все вышесказанное свидетельствует о сложностях и опасностях организации не только добычи УВ, но и безопасной морской транспортировки УВ и других грузов по СМП. В связи с этим представляется целесообразным наладить не только аэрокосмический мониторинг за ледовой обстановкой и передвижением судов вдоль СМП, но и мониторинг субмаринной ситуации. Последнее в значительной степени может быть выполнено с минимальными финансовыми затратами путем ведения обязательного эхолотирования со всех судов, идущих по трассе СМП и в других зонах шельфа, с последующим централизованным анализом эхограмм и сохранением обнаруженных аномальных объектов в геоинформационных системах. Специалисты лаборатории «Шельф» ИПНГ РАН и ряда других академических институтов готовы принять участие в организации и проведении мониторинга подводной обстановки в максимально приближенных к реальному времени условиях.

4. За более чем полувековую историю освоения нефтегазовых ресурсов Арктики и налаживания транспортных магистралей на акваториях Арктики сделано много, но для повышения уровня экологической безопасности освоения месторождений углеводородов и широкомасштабных морских перевозок грузов разного назначения предстоит сделать еще больше.

NATURAL THREATS AT THE PRODUCTION AND TRANSPORTATION HYDROCARBONS IN THE ARCTIC AND THE WORLD OCEAN: DEGASSING OF SUBOIL

Bogoyavlensky V.I., Bogoyavlensky I.V.

The description of natural conditions and related transportation activities at oil-gas – extracting fields situated in nearshore and open waters of Russian Federation seas is presented. The material contained in the article gives a true notion of necessary hydrometeorological provision of oil-extracting operations in shelf and open sea areas.

Литература

1. Алиев Ад.А. Грязевые вулканы Каспия: характерные особенности проявления извержений. Электронный ресурс: 2010-04-caspian.pdf
2. Алиев Ад.А., Гулиев И.С., Дадашев Ф.Г., Рахманов Р.Р. Атлас грязевых вулканов мира. Изд. Nafta-Press, 2015. - 323 с.
3. Богоявленский В.И. Нефтегазотранспортные системы в арктическом регионе России. Арктические ведомости. №2 (6), 2013, с.76-87.
4. Богоявленский В.И. Эра наступления на шельф. Арктический шельф: природно-техногенные угрозы экосистеме при освоении ресурсов нефти и газа. // Вестник МЧС, 2013, №6-7 (64), с.33-39.
5. Богоявленский В.И. Арктика и Мировой океан: современное состояние, перспективы и проблемы освоения ресурсов углеводородов. - М.: ВЭО, 2014. - с. 11-175.
6. Богоявленский В.И. Выбросы газа и нефти на суше и акваториях Арктики и Мирового океана // Бурение и нефть. - 2015. - № 6. - с. 4-10.
7. Богоявленский В.И., Богоявленский И.В. На пороге арктической эпопеи: Освоение морских месторождений нефти и газа в Арктике и других акваториях России // Нефть России. - 2015. - № 4. - с. 25-30.
8. Богоявленский В.И. Природные и техногенные угрозы при освоении месторождений нефти и газа в Арктике. // Достижения науки как основа научно-технического прогресса в устойчивом перспективном развитии газовой отрасли. Ноосфера, №1, 2016, с.48-67.
9. Богоявленский В.И., Керимов В.Ю., Ольховская О.О. Опасные газонасыщенные объекты на акваториях Мирового океана: Охотское море. // Нефтяное хозяйство, 2016, №6, с.43-47.
10. Бондарев В.Н., Локтев А.С., Длугач А.Г., Потапкин Ю.В. Субаквальная мерзлота на шельфе арктических морей и методы ее исследования. В сб.:

- ООО “Газфлот” – 10 лет на арктическом шельфе. М.: ФГУП “Нефть и газ”, 2004, с.109-114.
11. Гаккель Я.Я. Признаки современного подводного вулканизма на хребте Ломоносова. *Природа*, 1958, № 4, с. 87-90.
 12. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. - М.: МГУ, 1997. - 320 с.
 13. Лаверов Н.П., Богоявленский В.И., Богоявленский И.В. Фундаментальные аспекты рационального освоения ресурсов нефти и газа Арктики и шельфа России: стратегия, перспективы и проблемы. // *Арктика: экология, экономика*, №2 (22), 2016, с.4-13.
 14. Мельников В.П., Спесивцев В.И., Куликов В.Н. О струйной дегазации углеводородов как источнике новообразований льда на шельфе Печорского моря.// *Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике*. // *Материалы Международной конференции*. Новосибирск, “Наука”, 1997, с.259-269.
 15. Никонов А.А. Крымские землетрясения 1927 года: неизвестные явления на море. *Природа*, № 9, 2002, с.13-20.
 16. Рокос С.И. Газонасыщенные отложения верхней части разреза Баренцево-Карского шельфа. Дисс. к.г.н. Мурманск, 2009, 24 с.
 17. Шахова Н.Е. Метан в морях Восточной Арктики. Автореферат дисс. д.г.-м.н., М., Дальнаука, ДВО РАН 2010, 48 с.
 18. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа, 2005. - 176 с.
 19. Шнюков Е.Ф., Маслаков Н.А. Потенциальная опасность грязевого вулканизма для судоходства.// *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*, 2009, №2, с.81-91.
 20. Blasco K.A., Blasco S.M., Bennett R. et al. Seabed geologic features and processes and their relationship with fluid seeps and the benthic environment in the Northwest Passage. // *Geological Survey of Canada Open File 6438*, Canada, 2010, 58 p.
 21. Bogoyavlensky V. Gas Blowouts on the Yamal and Gydan Peninsulas // *Geo-ExPro [London]*. - 2015. - Vol. 12, № 5. - p. 74-78.
 22. Judd A., Hovland M. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment. - Cambridge, 2007. - 475 p.
 23. May D.A., Monaghan J.J. Can a single bubble sink a ship? *American Journal of Physics*. 2003. – Vol. 71, Iss. 9, pp. 842-849.
 24. Sohn R.A., Willis C., Humphris S. et al. Explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. // *Nature*. Vol 453, 26 June 2008, doi:10.1038/nature07075

О ВОЗМОЖНЫХ РИСКАХ ПРИ СТРОИТЕЛЬСТВЕ И ЭКСПЛУАТАЦИИ МОСТОВОГО ПЕРЕХОДА ЧЕРЕЗ КЕРЧЕНСКИЙ ПРОЛИВ

Дьяков Н.Н.¹⁾, Липченко А.Е.¹⁾, Фомин В.В.^{1,2)}, Цвецинский А.С.¹⁾

1) Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова (ГОИН).

2) Морской гидрофизический институт РАН (МГИ).

На основе материалов наблюдений береговой сети гидрометеостанций, морских экспедиционных и рейдовых наблюдений в Керченском проливе получены оценки влияния гидрометеорологических условий на безопасность строительства и эксплуатации мостового перехода. Установлено, что наиболее критичными с точки зрения строительства и эксплуатации мостового перехода. Среди опасных метеорологических явлений следует учитывать штормовые ветровые условия, сильные ливневые осадки в летний сезон и ограниченную видимость вследствие туманов в холодный период года. Результаты численных расчетов выявили в районе расположения Павловской узости и Тузлинской промонины интенсивные скорости течений, которые в этих зонах могут привести к размыву подводного берегового склона. Выявлено, что ветровое волнение и штормовые нагоны не окажут значительного влияния на безопасную эксплуатацию мостового перехода. Полученные результаты могут быть использованы для последующего ледового и гидрометеорологического мониторинга в районе Керченского мостового перехода.

Введение

Керченский пролив является важной судоходной магистралью, соединяющей Черное и Азовское моря. В настоящее время через пролив сооружается один из самых сложных гидротехнических объектов в истории России – Керченский мостовой переход, который будет иметь ключевое значение в интеграции Крыма в Российскую Федерацию, развитии промышленного и рекреационного потенциала полуострова.

Создание транспортного перехода осложняется непростыми условиями в Керченском проливе: сложным геологическим строением (наличием мощного слоя илистых отложений, грязевого вулканизма, сейсмической активности) и тяжелыми гидрометеорологическими условиями. Керченский пролив является важнейшим рыбопромысловым районом, через который происходит миграция рыб. На его берегах расположены археологические памятники мирового значения – Керченская крепость, раскопки городов Боспорского царства (Пантикапея, Фанагории, Мирмекия, Нимфея и др.). Кроме того, со времен военных действий 1941–1944 гг. на дне залива находится значительное количество боеприпасов и взрывчатых веществ.

Из всей совокупности вышеперечисленных проблем, которые необходимо решать при проектировании и строительстве мостового перехода, в этой работе будут рассмотрены, прежде всего, экстремальные и опасные гидрометеорологические явления в районе Керченского пролива, которые могут повлиять на строительство и последующую безопасную эксплуатацию мостового перехода. Актуальность рассмотрения здесь именно природных процессов обусловлена, прежде всего, отрицательным опытом эксплуатации предыдущего мостового перехода, построенного в 1944 г. в северной узости Керченского пролива без учета ледовых условий и разрушенного уже в январе следующего года в результате интенсивного дрейфа ледовых полей из Азовского моря. Этот случай и сложная ледовая обстановка, регулярно наблюдающаяся в этой части пролива, вызвали вполне оправданные опасения (см. [1]) в безопасной эксплуатации транспортного перехода, реализованного конструктивно в виде моста.

1. Исходные материалы

Керченский пролив относится к хорошо изученным акваториям. За более чем столетний период исследований накоплен значительный массив наблюдений. основополагающие фундаментальные результаты по гидрометеорологическому режиму пролива содержатся в монографиях [2–4].

Информационной основой настоящей работы является банк океанографической информации Керченского пролива, созданный в СО ГОИН 'а. Он состоит из четырех блоков:

- экспедиционных наблюдений;
- комплекса регулярных прибрежных наблюдений на морских гидрометеорологических станциях (МГ) и постах (МГП);
- съемок ледового покрова моря дистанционными методами;
- наблюдений за течениями и водообменом.

Основное внимание при выборе данных и последующем их анализе уделялось непосредственно тем районам пролива, где проводится строительство Керченского мостового перехода – Павловской узости. Здесь расположены временные мостовые сооружения РМ-2, РМ-3 и в Тузлинской промоине – месте размещения временного мостового сооружения РМ-1.

Массив экспедиционных и рейдовых наблюдений в Керченском проливе за температурой, соленостью воды, ветровым волнением, ледовыми условиями, метеорологическими и гидрохимическими характеристиками сформирован преимущественно на основе архивных данных СО ГОИН, МО УкрГМИ, ЮНЦ РАН, и включает около 18 тыс. гидрологических станций, выполненных за период 1891–2015 гг., см. Рис. 1.



Рис. 1. Схема размещения гидрометеорологических постов и расположение гидрологических станций, выполненных в Керченском проливе в 1891–2015 гг.

Наибольшее число гидрологических станций в Керченском проливе выполнено в 1926–1929, 1971–1975 гг., Рис. 2а. Сезонное распределение количества гидрологических станций неоднородно. Большинство экспедиционных работ выполнено в апреле–ноябре (450–1100 станций в месяц), что проиллюстрировано на Рис. 2б. В связи с регулярным появлением льда в Керченском проливе в декабре–марте число гидрологических станций, выполненных в это время, не превышает 220–800 станций в месяц.

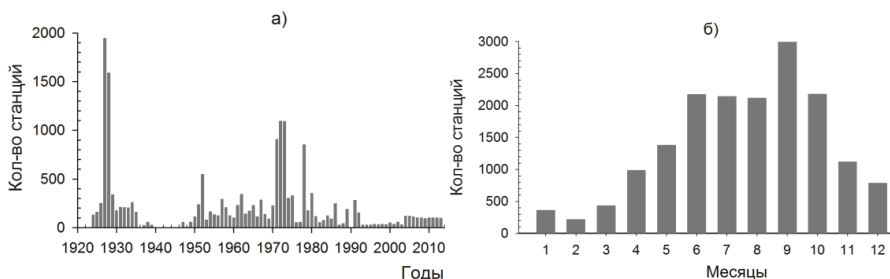


Рис. 2. Распределение количества гидрологических станций, выполненных в Керченском проливе по годам (а) и сезонам (б).

Основу банка данных наблюдений за течениями Керченского пролива составляют непрерывные наблюдения на автономных буйковых станциях (АБС) и измерения течений, выполненные во время экспедиционных и рейдовых работ с помощью морских вертушек ВММ. В работе анализировались экстремальные скорости течений в районе расположения мостового перехода – Павловской узости, Тузлинской промоины, а также вдоль северных и южных берегов о. Коса Тузла.

Павловская узость расположена между мысом Павловский (Крымское побережье) и северо-западной оконечностью о. Коса Тузла и имеет вид узкого створа. Ширина узости составляет около 3,7 км и не постоянна вследствие процессов аккумуляции и размывов наносов в дистальной части косы. Глубины по профилю неоднородны, от дистальной части косы до фарватера они изменяются равномерно от 0,5 до 3 м. В районе фарватера расположена узкая ложбина длиной около 400 м с глубинами 10–11 м, затем к Крымскому берегу глубина быстро уменьшается. Для исследования режима течений в Павловской узости использовались данные наблюдений, выполненных в 1950–1991 гг. на 462 гидрологических станциях (в рейдовой точке с координатами 45°18' с.ш. и 36°31' в.д.) с помощью морских вертушек ВММ. Для статистической характеристики течений в этом районе мостового перехода были привлечены данные измерений, выполненных с помощью самописцев течений типа БПВ (буквопечатающих вертушек), установленных на заякоренных АБС. Всего в Павловской узости было получено 43 реализации течений на АБС. При дискретности наблюдений 5 или 15 минут количество измерений (отпечатков) варьировало от 144 до 667, что вполне достаточно для расчета повторяемости и обеспеченности скорости в конкретной системе течений.

Тузлинская промоина образовалась 25 ноября 1925 г. во время юго-западного шторма в результате размыва прикорневого участка косы. В первые годы размыв косы был интенсивным, затем замедлился. Ширина Тузлинской промоины в 1933 г составляла 2,3 км, в 1972–2002 г. увеличилась до 4,0–4,2 км при средних глубинах 1,0–1,5 м и максимальной – 2,5 м. В 2003 г. Тузлинская промоина частично была перегорожена дамбой, в результате чего ширина промоины сузилась до 0,35 км, при этом существенно изменились структура и скорости течений как в самой промоине, так и в центральной части Керченского пролива и Таманском заливе. Характеристики максимальных течений, измеренные вдоль северных и южных берегов о. Тузла и в самой промоине до строительства дамбы, анализировались на основе измерений течений на АБС в 1963–1978 гг. (23 реализации, дискретность наблюдений 10–15 мин, количество измерений 315–1291), а также измерений течений, выполненных Морским гидрофизическим институтом с помощью акустических доплеровских измерителей (ADCP) в 2004–2011 гг. [7–9].

Стационарные гидрометеорологические наблюдения в Керченском проливе начали проводить в конце 19 века в Керчи. Сеть береговых станций и постов, данные которых использованы для гидрометеорологической характеристики района изысканий, показана на Рис. 1, периоды измерений – в Табл. 1. Основой для исследования *ледовых условий* явились архивные материалы СО ФГБУ «ГОИН» за весь исторический период наблюдений на МГ и МГП Керченского пролива – Опасное, Керчь, Тамань, Заветное. Схема расположения станций приведена на Рис. 1. На всех пунктах Керченского пролива продолжительность наблюдений составляет 65–90 ледовых сезонов. В целом, наблюдательная сеть за ледовыми условиями расположена оптимально и ледовый режим по данным этих станций может быть охарактеризован достаточно точно [3].

Таблица 1.

Периоды срочных, среднесуточных и среднемесячных наблюдений на морской береговой сети Керченского пролива

Пункт	Уровень	Температура воды	Температура воздуха	Ветер	Осадки	Соленость	Лед
Опасное	1944-2013	1945-2013	1945-2013	1945-2013	1945-2013	1955-2013	1944-2013
Керчь-Порт	1873-2013	1945-2013	1881-2013	1891-2013	1910-1991	1926-1963	1873-2013
Заветное	1951-2013	1951-2013	1951-2013	1951-2013	1951-2013	–	1951-2013
Тамань	1927-2013	1928-2013	1927-1991	1939-2013	–	1961-1989	1971-2014
Темрюк	1910-2014	1924-2014	1908-2013	1936-2014	1913-2012	1928-2013	1918-2014
Анапа	1923-2014	1917-2014	1917-2014	1917-2014	–	1986-2003	-
Мысовое	1927-2013	1926-2013	1925-2013	1936-2014	1925-2013	1927-2013	1926-2014

Для изучения ледовых условий открытой части Керченского пролива использовались данные ледовых авиаразведок, а также данные попутных судовых наблюдений ледокольного флота. В период 1947–1991 гг. ледовые авиаразведки выполнялись Керченским авиаотрядом. Всего оцифровано 347 ледовых карт Керченского пролива и Азовского моря. Как правило, авиаразведки выполнялись подекадно – 3, 15 и 25 числа каждого месяца. Частота авиаразведок зависела от ледовой обстановки на море. В мягкие зимы число съемок не превышало 1–3, в годы со сложными ледовыми условиями съемки выполнялись чаще – до 18–22 раз в год, Рис. 3. За период 1997–2016 гг. использовались геокодированные изображения ледовой обстановки с искусственных спутников Земли, обработанные ФГБУ НИЦ «Планета» (всего 75 карт-схем ледовой обстановки в Керченском проливе).

2. Опасные гидрологические явления в Керченском проливе

Ледовые условия в Керченском проливе являются важнейшей гидрометеорологической характеристикой, оказывающей влияние на условия строительства и эксплуатацию гидротехнических сооружений. В целом Керченский пролив характеризуется неустойчивым ледовым режимом [3, 4]. Пролив непосредственно соединяется с относительно теплым в зимнее время Черным морем и, кроме того, он подвержен воздействию ледовитого Азовского моря. Ветром и течением льды Азовского моря часто приносятся в Керченский пролив, поэтому в проливе, наряду со льдом местного происхождения, нередок лед, приносимый из Азовского моря. Количество приносимого льда и сроки его появления во многом зависят от того, насколько сильно в данную зиму развит ледовый покров на Азовском море.

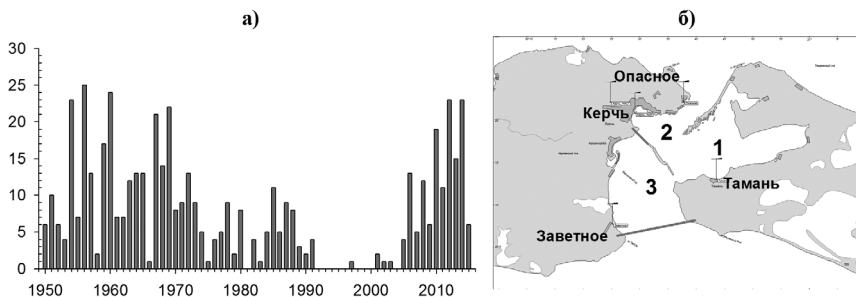


Рис. 3. Распределение ледовых съемок Азово-Керченского бассейна по годам (а) и районирование Керченского пролива по ледовым условиям (б).

По особенностям ледового режима Керченский пролив условно можно разделить на три части, границей между которыми является остров Коса Тузла [3]:

- Таманский залив, где ежегодно наблюдается появление льда – самый ледовитый район Керченского пролива.
- Северная часть пролива (включая и Керченскую бухту), ледовый режим которой во многом определяется льдом, приносимым из Азовского моря.
- Южная часть Керченского пролива – наименее ледовитый район, т.к. здесь преобладает влияние Черного моря.

Первое появление льда в Керченском проливе происходит в Таманском заливе в конце декабря. Защищенность берегами и мелководность Таманского залива при резком понижении температуры воздуха и воды способствует образованию местного льда. Процесс льдообразования распространяется с во-

сточной части Керченского пролива на западную и северную. В первой декаде января местный лед образуется в Керченской бухте в виде полосы заберегов. На севере пролива, в районе Опасного, лед появляется в среднем 14 января. Довольно часто он приносится из Азовского моря в виде полей крупно- и мелкого льда. При резком понижении температуры воздуха этот лед смерзается, образуя сплошной неподвижный покров. Позже всего лед появляется в южной части Керченского пролива – в районе Заветного – 18 января, но вероятность этого явления здесь не превышает 58 %. В среднем процесс появления в Керченском проливе начальных видов льда продолжается в течение трех недель. В период замерзания возможно неоднократное появление и исчезновение льда под воздействием ветра и течений. Число очищений пролива ото льда в начале ледового сезона может достигать 10–12 раз [2, 3].

По данным многолетних наблюдений сплоченность льда в районе мостового перехода составляет в среднем 3–4 балла, Рис. 4. Примерно в 30 % от всех ледовых сезонов в проливе может наблюдаться припай, который обычно появляется в Таманской бухте и в Керченской бухте. Северная часть пролива полностью покрывается неподвижным льдом только в экстремально суровые годы. Образование устойчивого припая в проливе происходит на 1–3 дня позже начала льдообразования. Первое полное замерзание в Керченском проливе отмечается с 9 января в Таманском заливе по 17–19 января в Керченской бухте и в районе Опасное. В тот же период в Таманском заливе наблюдается окончательное замерзание.

Наиболее сложная ледовая обстановка в районе мостового перехода может наблюдаться в некоторые умеренные и особенно суровые зимы, Рис. 5.

В такие зимы сплоченность льда в районе расположения моста увеличивается до 7–10 баллов. Ледовитость Керченского пролива в последней декаде января – феврале суровых зим в среднем составляет 685 км² (т.е. льдами покрыто около 85 % акватории), Рис. 6. Первым покрывается льдом Таманский залив – 11 декабря, затем 22 декабря – Керченская бухта, 30 декабря – северная часть пролива, к концу первой декады января – южная часть пролива. 4 января происходит полное замерзание Таманского залива, где сплошной неподвижный ледяной покров не нарушается в продолжение двух месяцев. Во второй – начале третьей декады января наблюдается устойчивое образование припая на западе и севере пролива, в Керченской бухте. Центральная часть пролива в это время покрыта сплоченным плавучим льдом. В заливах и бухтах происходит равномерное нарастание толщины припая, достигая своего максимума в феврале.

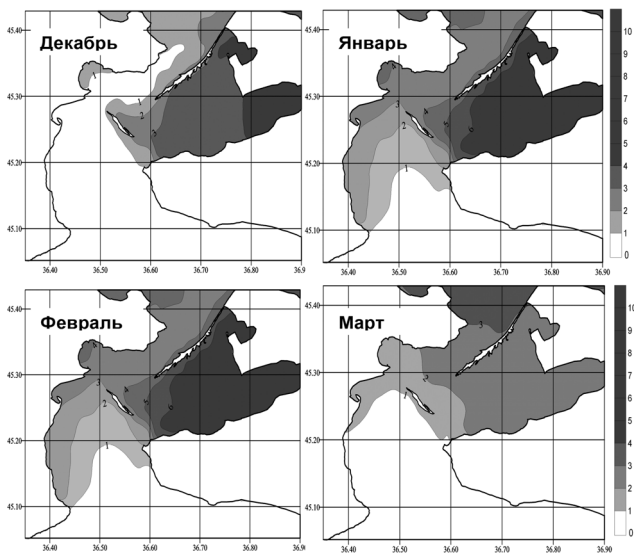


Рис. 4. Сплошенность льда (в баллах) в Керченском проливе за 1947–2016 гг.

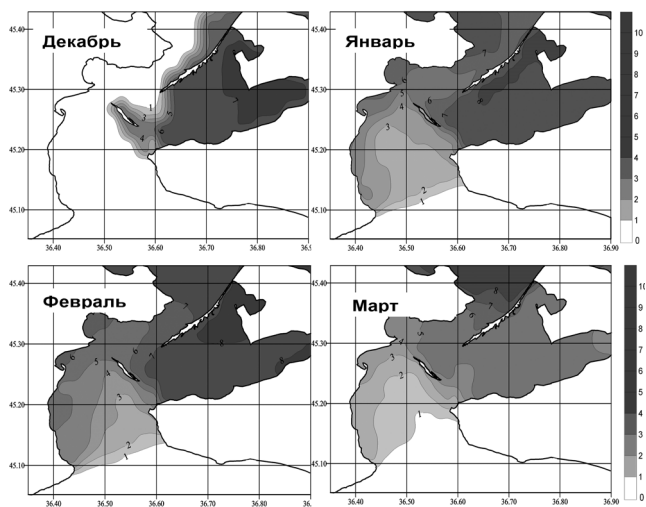


Рис. 5. Вероятность встречи припая (в %) в Керченском проливе за 1947–2016 гг. в суровые зимы.

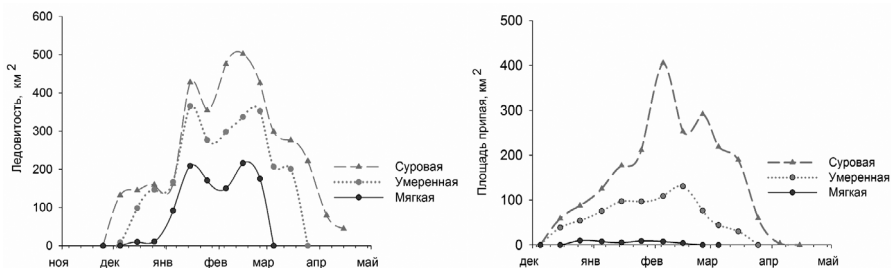


Рис. 6. Осредненная подекадно ледовитость (км²) и площадь припая (км²) в Керченском проливе за 1950–2014 гг.

В Азово-Черноморском бассейне наиболее суровой за 100-летний период наблюдений была зима 1953–1954 гг. Именно в эту зиму на береговых пунктах Керченского пролива была зафиксирована максимальная за весь период многолетних наблюдений толщина льда: МГ Опасное – 63 см, МГ Тамань – 64 см, МГП Керчь – 44 см. Продолжительность ледового периода по береговым станциям в эту зиму составила от 130 (Опасное) до 150 (Керчь) суток, что превысило среднюю продолжительность ледового периода в регионе на 70 (Тамань) – 99 (Керчь) суток. На Рис. 7 показана ледовая обстановка в Керченском проливе в экстремально суровые зимы 1953–1954, 1955–1956 гг.

Как следует из Рис. 5, 7, в феврале суровых зим на всем протяжении мостового перехода наблюдается припай толщиной 40–70 см, причем в районе западной части моста (Павловская узость) лед сильно торосистый.

Во время всего ледового сезона суровых и умеренных зим и, особенно, в его конце (в марте-апреле) в Керченском проливе часто наблюдается интенсивный дрейф ледяных полей крупно- и мелкобитого льда как местного происхождения, так и приносимого из Азовского моря. Как правило, лед движется по проливу и выносится в Черное море преимущественно в юго-западном и южном направлениях. Скорость дрейфа по визуальным наблюдениям в Опасном, Керчи и Заветном составляет 0,14–0,28 м/с, при максимальных значениях 0,70–0,90 м/с. Преобладающее направление дрейфа льда – южное, юго-западное, Рис. 8.

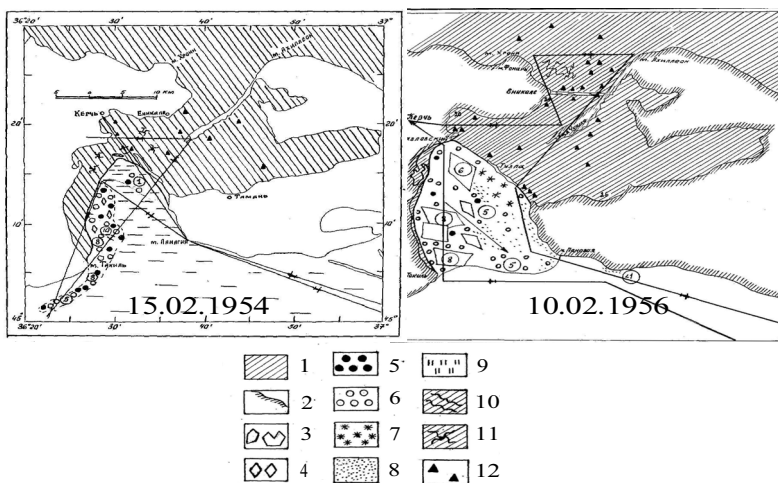


Рис. 7. Максимальное распространение плавучего льда и припая в Керченском проливе по данным авиаразведок в экстремально суровые зимы – 15.02.1954 и 10.02.1956. Условные обозначения: 1 – припай; 2 – ледяной заберег; 3 – ледяные поля; 4 – обломки ледяных полей; 5 – крупнобитый лед; 6 – мелкобитый лед; 7 – нилас, блинчатый лед; 8 – ледяное сало, шуга, снежуря; 9 – ледяная каша; 10, 11 – трещины во льдах; 12 – торосы.

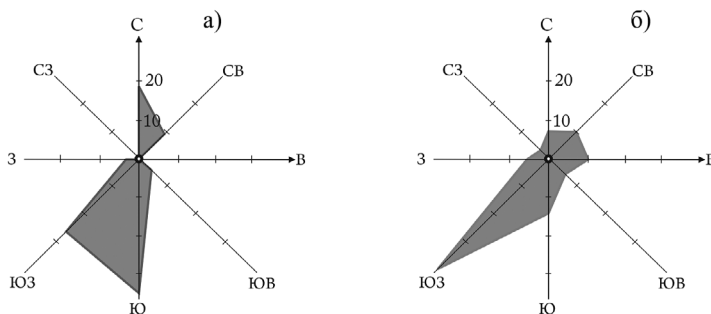


Рис. 8. Осредненные за сезон розы повторяемости (%) направлений дрейфа льда в Керченском проливе (а) – МГ Опасное, (б) – МГП Керчь.

Максимальные размеры дрейфующих ледовых полей 700 на 300 м, Табл. 2. Толщина льда в дрейфующих полях и обломках полей по данным наблюдений ледокольного флота составляет в северной части пролива – 30–60 см, в центральной части – 20–40 см, в южной части 10–15 см.

Таблица 2.

**Морфометрические характеристики дрейфующего льда
в Керченском проливе**

	Параметры	Максимальные значения
Ровный лед	Размеры полей льда, м	700x300
	Толщина льда, см	44–60
	Скорость дрейфа, м/с	0,90
Торосы	Высота над поверхностью, м	2,5
	Глубина киля, м	7,0

В результате дрейфа и деформации масс льда могут образовываться гряды торосов, которые, садясь на мель, превращаются в сплошные ледяные барьеры, особенно у входа в Керченский пролив, в районе Павловской узости, северного побережья острова Коса Тузла, Тузлинской промоины. Высота торосов в открытых частях северной части пролива, как правило, не превышает 1–2 м; на прибрежных отмелях острова Коса Тузла торосистые нагромождения иногда достигают 5–12 м [5].

Схема распределения зон торосистости в суровые и умеренные зимы приведена на Рис. 9. Заметно, что в январе таких зим появление торосов в районе Керченского мостового перехода маловероятно, но в феврале вдоль острова Коса Тузла и особенно в районе Павловской узости (западный участок мостового перехода РМ-3) торосистость составит не менее 4–5 баллов, а в районе восточного участка мостового перехода (Тузлинского участка, РМ-1) 1–2 балла.

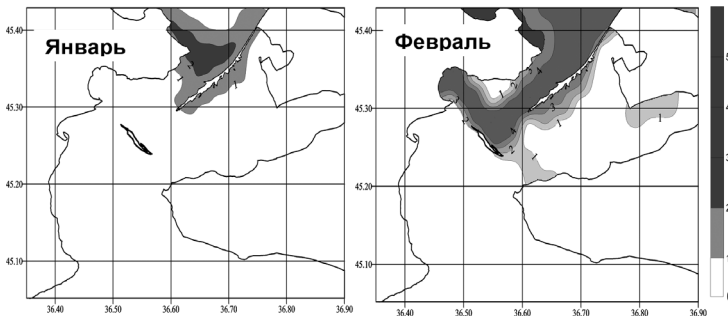


Рис. 9. Схема зон торосистости в умеренные и суровые зимы в Керченском проливе.

Следует отметить, что перечисленные ледовые условия в настоящее время наблюдаются редко. Последняя суровая зима в Азово-Керченском бассейне была 30 лет назад (в 1987 г.), а умеренная в ледовый сезон 2011–2016 гг. В последние 40 лет (1977–2016 гг.) наибольшую повторяемость имеют мягкие зимы (20 зим или 51 %), Рис. 10.

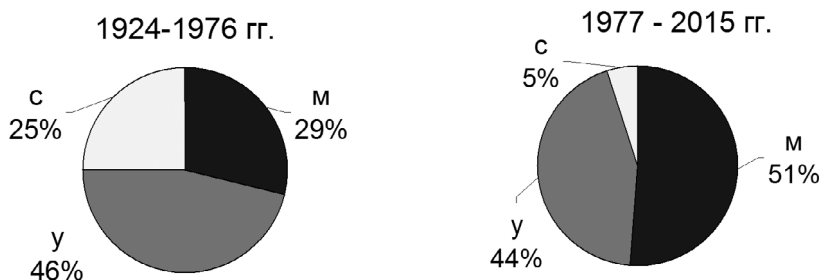


Рис. 10. Повторяемость различных типов зим (с – суровая, у – умеренная, м – мягкая) по периодам в Керченском проливе.

В такие зимы большая часть Керченского пролива полностью свободна ото льда на протяжении всего зимнего сезона. Появление льда с 50 % вероятностью возможно в Керченской бухте, Таманском заливе и в районе северной узости в начале февраля сроком на 2–3 недели. В мягкие зимы ледовитость Керченского пролива в среднем составляет 132 км² (16 % его акватории), а площадь припая в Таманском заливе не превышает 78 км². К концу февраля мягких зим Керченский пролив полностью свободен ото льда. Среднее число дней со льдом не превышает 9–15 дней за весь сезон. За период с 1951 по 2016 гг. наблюдалось 13 аномально теплых зим, когда льдообразование на акватории Керченского пролива не наблюдалось совсем, за исключением Таманского залива, но и там число дней со льдом не превышало 10 суток.

На всех пунктах Керченского пролива за весь период ледовых наблюдений в основных ледовых характеристиках выявлены значимые отрицательные линейные тренды (Табл. 3). Тенденция уменьшения числа дней со льдом в Керчи за период 1925–2014 гг. составила – 4,4 суток/10 лет. Продолжительность ледового сезона в этом пункте сокращалась с угловым коэффициентом линейного тренда – 6,3 суток/10 лет, а толщина льда уменьшалась на – 1,5 см/10 лет.

Таблица 3.

Величины линейных трендов числа дней со льдом (сут/10 лет), продолжительности ледового сезона (сут/10 лет) и толщины льда (см/10 лет) на МГ Азово-Черноморского бассейна за 1925–2014 гг.

Характеристика	Опасное	Керчь	Заветное	Тамань
Число дней со льдом	-4,0	-4,4	-4,5	-4,9
Продолжительность ледового сезона	-3,9	-6,3	-4,2	-1,6
Толщина льда	-1,5	-1,5	*	-2,3
Примечание: Жирным шрифтом отмечены оценки тренда, значимые на 95 % уровне, * – толщина льда измеряется не регулярно				

За период проектирования и строительства Керченского мостового перехода (2014–2017 гг.), если использовать градации типа зим по суммам отрицательных среднесуточных температур воздуха за ледовый сезон [3–5], все 3 зимы (2014–2015, 2015–2016, 2016–2017 гг.) в районе Керченского пролива могут быть отнесены к мягким. Из них ледовые сезоны 2014–2015, 2015–2016 гг. были аномально теплыми, и лед в Керченском проливе, южной части Азовского моря не образовывался совсем.

По сумме отрицательных температур воздуха в районе Азовского моря и Керченского пролива последняя зима (2016–2017 гг.) находится в переходной градации от мягкой к умеренной. В этот зимний сезон активное развитие льда в Азовском море наблюдалось с третьей декады января по середину февраля (в Керченском проливе с 8 по 15 февраля). С середины февраля по первую декаду марта происходило постепенное разрушение и очищение моря ото льда (Керченский пролив очистился раньше 27 февраля). В 2017 г. Севастопольское отделение ГОИИНа принимало участие в ледовом мониторинге в Керченском проливе с целью обеспечения безопасности мостового перехода. В целом особых угроз временным мостовым сооружениям РМ-1, 2, 3 ледовая обстановка в сезон 2016–2017 гг. не принесла.

Сгонно-нагонные колебания уровня моря. Среди опасных природных процессов, наблюдающихся на Азовском море, сгонно-нагонные колебания уровня являются определяющими для ведения морского хозяйства в прибрежных районах, включая и морской транспорт [6]. При интенсивных штормовых нагонах (повышениях уровня моря) может происходить затопление прибрежных территорий, складских помещений в портах, срыв судов с причалов, разрушение прибрежной инфраструктуры и гидротехнических сооружений. При аномальных спадах уровня происходит обмеление подходных каналов в портах.

Как показал анализ данных прибрежных наблюдений, амплитуды сгонно-нагонных колебаний в Керченском проливе могут быть довольно значительными, хотя и существенно меньше, чем в Таганрогском заливе и в Азовском море (Рис. 11, Табл. 4). Так, за весь период наблюдений максимальная величина подъема уровня от среднемноголетнего значения составила в Опасном – 108 см, в Тамани – 70 см, а в Керчи – 61 см.

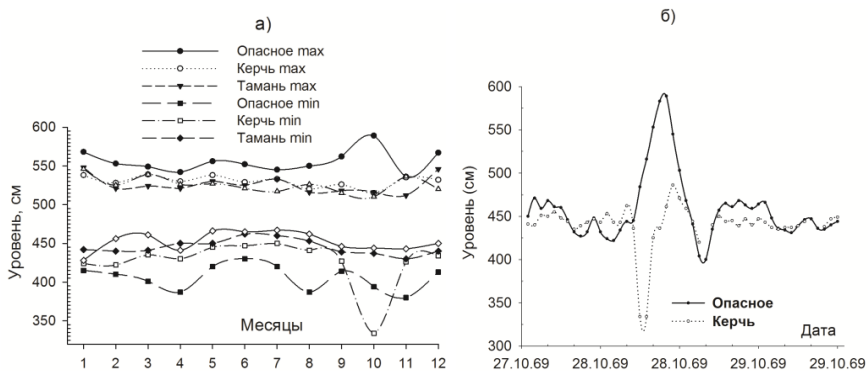


Рис. 11. Годовой ход экстремальных значений уровня моря (см) на МГ Керченского пролива (а) и изменения уровня на побережье Керченского пролива, вызванные синоптической ситуацией 28–29.10.1969 г.

Минимальная величина уровня в Опасном была ниже среднемноголетнего значения на 94 см; в Тамани на 48 см. В Керчи экстремальное понижение уровня были зафиксировано во время катастрофического шторма 28–29 октября 1969 года. В результате действия сильного западного ветра скоростью до 28 м/с уровень моря на МГП Керчь опустился до отметки 334 см, т.е. на 144 см ниже среднемноголетней величины. Всего, в течение 28–29.10.1969 г. на северном побережье пролива наблюдалось 2 сильных сгона и нагон. Амплитуда колебаний уровня составила 189 см в Опасном и 152 см в Керчи. В ледовый период, когда возможно воздействие припая и дрейфующего льда на гидротехнические сооружения, колебания уровня в районе мостового перехода составляют 91–96 см.

Таблица 4.

Аномалии отклонений уровня (см) от среднемноголетних значений на МГ Керченского пролива за весь исторический период наблюдений

Характеристика	Опасное	Керчь	Заветное	Тамань
<i>За весь период наблюдений</i>				
Максимальный	108	61		70
Минимальный	-94	-144		-48
Амплитуда	202	205		118
<i>В ледовый период</i>				
Максимальный	72	52	30	45
Минимальный	-80	-44	-48	-46
Амплитуда	152	96	78	91

Из-за мелководности интенсивность изменения уровня Керченского пролива под влиянием ветрового воздействия достаточно велика: средняя скорость подъема и спада уровня составляет 6–10 см/час, максимальная – до 26 см/час. Наступление экстремального значения уровня при нагоне и сгоне происходит в большинстве случаев через 3–5 часов после фиксирования максимального значения скорости ветра. В целом, анализ других случаев сильных понижений уровня в Керчи показал, что экстремальные сгоны уровня в этом пункте возможны в следующих случаях: при умеренном ветровом воздействии на фоне низких значений уровня, обусловленных сезонной и межгодовой изменчивостью компонентов водного баланса Азовского и Черного морей; при сильном ветровом воздействии ветров западных румбов.

Режим течений в Павловской узости. В узостях Керченского пролива (Павловской и Северной узости) как известно из [2, 3] происходит усиление скоростей течений. Анализ данных измерений течений, полученных в результате рейдовых и экспедиционных работ с помощью вертушек ВММ, показал, что наибольшие скорости течений (56–90 см/с) в Павловской узости наблюдались в поверхностном слое, Табл. 5. На горизонтах 3,0, 5,0 м, придонном слое максимальные скорости течений также были значительны (72–87 см/с). Наибольшая скорость течений (90 см/с) была зафиксирована в июле (13.07.1950 г.) в поверхностном слое воды.

Максимальные статистические характеристики некоторых сильных течений, в Павловской узости полученных на АБС, а также ветра (направление и скорость), наблюдавшегося на МГП Керчь в периоды измерений приведены в Таблице 6.

Таблица 5.

**Максимальные скорости течений (см/с), измеренные по горизонтам
в Павловской уости Керченского пролива по данным ВММ**

Горизонт, м	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
0,5	79	70	90	72	90
3,0	72	65	75	54	75
5,0	53	63	87	60	87
7,5 – Дно	43	40	76	54	76

Таблица 6.

**Статистические характеристики максимальных течений
в районе Павловской уости по данным АБС**

№ АБС	Координаты, град		Дата начала	Прод. суток	Δ мин	N	Z м	H м	Течения						Ветер	
	φ	λ							Утеч град	V _{max} см/с	V _{ср} см/с	1% см/с	50% см/с	95% см/с	Uв град	Wв м/с
41	45°18'	36° 30'	28.05.63	3,0	15	264	3	10	230	65	36	65	36	15	230	5
42	45°18'	31° 30'	01.06.63	6,9	15	667	3	8	233	59	20	56	18	5	20	6
2203	45°18'	36° 30'	18.04.78	1,5	15	144	3	9	235	54	23	54	18	3	90	8
2330	45°18'	36° 30'	21.10.72	0,8	5	226	6	7	76	53	34	53	36	16	140	12
2468	45°18'	36° 30'	11.07.77	6,1	15	586	3	7	260	75	29	70	29	5	290	12

Примечание: φ – широта, λ – долгота, H – глубина, z – горизонт, Δ – дискретность измерений, N – количество измерений.

В целом измеренные максимальные величины течений на АБС в Павловской уости, близкие к 1 % обеспеченности, составили 53–70 см/с и сопоставимы с величинами скорости течений, полученными во время рейдовых наблюдений с помощью морских вертушек. Более устойчивы (имели большую повторяемость) и достигали максимальных скоростей (по данным АБС) чаще течения из Азовского моря. Максимальные течения из Азовского моря наблюдались при действии умеренных и штормовых ветров скоростью 5 – 12 м/с северных, северо-восточных и северо-западных направлений. Средние скорости измеренных максимальных азовских течений, близкие к обеспеченности 50 %, изменялись от 20–23 см/с до 29–36 см/с. Скорости течения 95 % обеспеченности на глубине 3 м колебались от 3–5 см/с до 15 см/с. Максимальная скорость азовского течения (75 см/с) была измерена на АБС-2468 16.07.1977, см. Рис. 12.

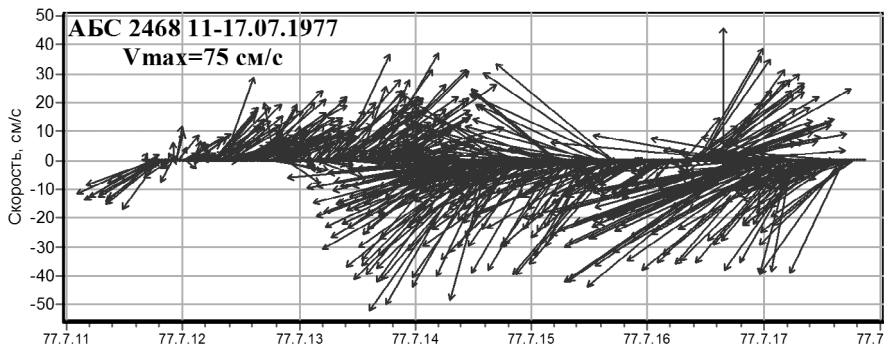


Рис. 12. Векторные реализации течений, измеренных 11–17.07.1977 г в Павловской узости Керченского пролива на АБС-2468 (горизонт 3 м).

Течения, направленные из Черного моря, наибольших скоростей достигали только в одной реализации (АБС-2330) при действии штормового ветра (12 м/с) юго-восточного направления. Скорость черноморского течения 1 %, 50 % и 95 % обеспеченности составила соответственно 53, 36 и 16 см/с.

Режим течений в районе острова Коса Тузла. Сведения по характеристикам максимальных течений, измеренных на АБС вдоль северных и южных берегов острова Коса Тузла, а также в самой Тузлинской промоине до строительства дамбы, приведены в Таблице 7.

Таблица 7.

Максимальные скорости течений (см/с) по горизонтам, измеренные на АБС в Павловской узости, Тузлинской промоине и у острова Коса Тузла

№ АБС	Координаты, град		Дата начала	Прод. суток	Δ мин	N	Z м	H м	Течения						Ветер	
	φ	λ							Утеч град	Vmax см/с	Vcp см/с	1% см/с	50% см/с	95% см/с	Uв град	Wв м/с
Тузлинская промоина																
199	45°13'	36°36'	30.05.72	9,0	10	1291	1	2	270	83	34	73	33	11	50	12
550	45°13'	36°36'	24.09.78	3,5	15	336	1	2	95	71	27	64	27	5	180	7
Р-н вблизи острова Коса Тузла																
516	45°18'	36°35'	14.07.77	2,2	10	315	1	2	95	69	34	69	34	10	180	12
521	45°18'	36°35'	07.08.77	8,8	10	1271	1	2	220	61	18	53	18	4	70	9
1752	45°18'	36°39'	08.06.63	7,9	15	761	3	11	355	63	32	62	32	8	180	10
3395	45°18'	36°32'	15.05.79	5,6	15	540	3	7	215	87	43	85	41	23	140	1
3397	45°18'	36°32'	31.05.79	4,5	15	429	3	7	265	92	41	80	39	30	20	12

Как показал анализ данных вблизи острова Коса Тузла (в районе дистальной части косы), как и в районе Павловской узости, максимальных скоростей (61–92 см/с) достигали азовские течения. Такие течения, как правило, наблюдались при умеренном и штормовом ветре (7–12 м/с) северных, северо-восточных направлений. В одном случае (реализация 3395) при тихой погоде наблюдалось сильное компенсационное течение из Азовского моря, вызванное действовавшим накануне сильным южным ветром (12 м/с). Средние скорости измеренных максимальных азовских течений, близкие к обеспеченности 50 %, изменялись от 18 см/с до 41–43 см/с. Скорости течения 95 % обеспеченности в поверхностном слое и на глубине 3 м изменялись от 4 см/с до 23–30 см/с. Максимальная измеренная скорость азовского течения (92 см/с) была зафиксирована 5 июня 1979 г., Рис. 13.

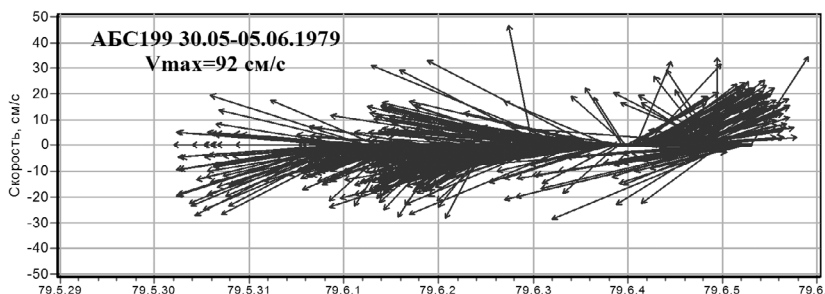


Рис. 13. Векторные реализации течений, измеренных 30.05–05.06.1979 г. в районе Тузлинской промоины на АБС-199 (горизонт 3 м).

Сильные черноморские течения (63–69 см/с) наблюдались при сильных южных ветрах скоростью 10–12 м/с. Максимальная скорость черноморского течения 95 %, 50 % и 1 % обеспеченности составила соответственно 10, 34 и 69 см/с.

В Тузлинской промоине и до сооружения дамбы, как следует из анализа данных АБС, скорости как азовских, так и черноморских течений превышали 70 см/с. Максимальная скорость течения в промоине (83 см/с) наблюдалась 6 июня 1972 года, см Табл. 4, Рис. 13. Течение было направлено из Азовского моря и было вызвано действием штормового северо-восточного ветра скоростью 12 м/с. Во время экспедиционных работ 15.07.1977 г. скорость течения в течение 2 часов превышала 90 см/с, а затем понизилась до 20–50 см/с. В целом, в этот период через Тузлинскую промоину проходило не менее 10–20 % расходов транзитных вод пролива.

После сооружения дамбы (сужения промоины) и проведения дноуглубительных работ произошла резкая интенсификация течений у восточной оконеч-

ности о. Тузла и размыв южной оконечности косы. По данным натурных наблюдений МГИ (в октябре 2003 г.) в Тузлинской промоине сразу после сооружения дамбы по единичным измерениям фиксировались скорости течений до 100–180 см/с. По мере дальнейшего размыва южной оконечности косы и увеличения Тузлинской промоины с 0,35 до 0,8–2,0 км, по данным наблюдений 25–26 сентября 2011 г. скорости максимальных течений уменьшились и не превышали 60 см/с. Еще меньшие значения скоростей течений между дамбой и косой наблюдались во время съемок МГИ в 2004–2012 гг. [7–9].

Динамика вод в районе мостового перехода по данным численного моделирования. Кроме данных натурных наблюдений для определения максимальных характеристик динамики вод (волнения, уровня моря и течений) в районе мостового перехода в системе экстремального шторма использовалась совместная модель ADCIRC+SWAN, которая объединяет две хорошо апробированные численные модели – ADCIRC [10] и SWAN [11]. Совместная модель была реализована на неструктурированной расчетной сетке для всего Азово-Черноморского бассейна со сгущением в районе Керченского пролива. Минимальный размер расчетных ячеек составлял ~50 м, максимальный ~800 м. В качестве атмосферного форсинга использовались поля приземного ветра и атмосферного давления из атмосферной модели WRF за ноябрь 2007 г. с пространственным шагом 7 км и дискретностью по времени 3 ч. Как известно, в результате экстремального шторма 11 ноября 2007 г. в южной части пролива затонуло 4 судна, произошел разлив мазута и попадание в воду технической серы, что вызвало экологическую катастрофу в Керченском проливе [12].

Результаты численного моделирования ветрового волнения показали, что о. Коса Тузла оказывает блокирующее влияние на штормовые волны из Черного моря. При этом в районе Тузлинской промоины максимальные высоты значительных волн для шторма 11 ноября 2007 г. не превышали 1,3 м при среднем периоде волн 6,0 с, а для Павловской узости – 1,6 м и 6,3 с, соответственно.

Для сравнения в Табл. 8 приведены максимальные наблюдаемые значения высот волн на северной и южной границах Керченского пролива (пункты Опасное и Заветное), полученные за весь период натурных наблюдений. Основываясь на результатах численного моделирования ветрового волнения и данных Табл. 8, можно заключить, что высоты волн в районе мостового перехода в целом несколько меньше, чем на границах пролива, что вряд ли может привести к повреждению или перебоям в работе мостового перехода. Все это относится и максимальному штормовому нагону. Согласно результатам моделирования, максимальный подъем уровня моря в районе перехода в период экстремального шторма не превышал 0,42–0,53 м.

Таблица 8.

**Максимальные значения высот волн (м) по наблюдениям на
прибрежных пунктах в Керченском проливе**

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Опасное	1,8	1,6	2,0	1,8	2,0	1,4	1,8	1,8	1,8	1,5	1,8	1,9	2,0
Заветное	5,5	5,0	4,5	3,0	3,0	2,0	2,0	2,0	4,0	3,0	3,5	4,0	5,5

Численное моделирование скорости течений в Керченском проливе показало, что в проливе формируются 3 локальные зоны с интенсивными скоростями течений (более 100 см/с): северная и Павловская узости и Тузлинская промоина, т.е. усиление скорости течений происходит именно на участках строительства мостового перехода. В Павловской узости расчетные скорости течений достигали 120 см/с, а в Тузлинской промоине – до 200 см/с. Полученные величины скоростей течений несколько превышают данные натуральных измерений, что объясняется тем, что измерения течений при штормовых погодных условиях, как правило, не проводились. Следует отметить, что строительство мостового перехода приведет к уменьшению площади поперечного сечения Павловской узости. Вследствие этого течения здесь будут еще более интенсивными. Это может привести к размыву подводного берегового склона вблизи опор моста и к другим отрицательным последствиям. В тоже время, размыв прикорневого и дистального участков о. Коса Тузла течениями маловероятен вследствие произведенной каменной наброски по периметру острова.

3. Опасные метеорологические явления в Керченском проливе

Проведенный в ГОИН`е цикл работ по гидрометеорологическому обеспечению сооружения мостового перехода в Керченском проливе показал, что на его строительство и последующую безопасную эксплуатацию кроме гидрологических условий могут оказать существенное влияние и экстремальные метеорологические явления, такие, как штормовой ветер, сильный ливень и снижение видимости вследствие туманов.

Сильный ветер. Керченский пролив является районом с умеренной штормовой деятельностью. Скорость ветра в прибрежной зоне Керченского пролива имеет выраженный годовой ход с максимумом ветровой активности в ноябре-марте и минимумом – в летние месяцы. В целом, в течение года в районе мостового перехода преобладают слабые ветры со скоростью 1–5 м/с: по МГП Керчь их количество составляет 57,03 % от суммы всех градаций скорости, по МГ Тамань – 55,85 %.

Штормовая деятельность в проливе чаще связана со штормами, охватывающими Азовское море и северную часть Черного моря. Преобладают северо-восточные шторма (со скоростью ветра >10 м/с), они, как правило, наиболее продолжительны, Рис. 14. Полученные по срочным наблюдениям максимальные скорости ветра в районе Керченского пролива достигали 28–30 м/с (при порывах до 33–34 м/с), Табл. 8.

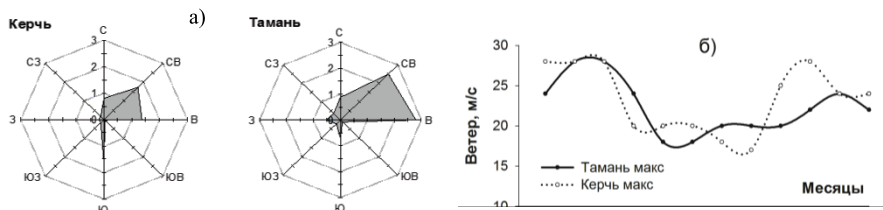


Рис. 14. Годовые розы повторяемости штормовых ветров >10 м/с (а) и сезонный ход максимальных скоростей ветра в районе мостового перехода (МГ Тамань и МГП Керчь).

Таблица 9.

Характеристики метеорологических экстремальных явлений на МГ Керчь за 1891–2016 гг.

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Ветер макс., м/с	28	28	28	20	20	20	18	17	25	28	24	24	28
Год	1954	1946	1949	1945	1945	1949	1947	1945	1948	1969	1945	1946	1969
Ветер порывы, м/с	28	28	34	24	20	20	22	20	25	24	28	24	34
Год	1969	1969 1979	1970	1977	1947 1977 1981	1905	1978	1979	1906	1976	1915	1946 1976 1979	1970
Мах. число дней с туманом	11	17	11	10	7	3	3	1	2	6	10	16	77
Мах. продолжит. туманов (часов)	42	48	24	18	18	3	3	3	6	12	36	24	48
Видимость ср., км	9,4	9,2	10,3	12,5	14,4	15,7	15,7	15,9	14,9	13,0	10,9	10,0	12,6
Видимость min, км	0,0	0,0	0,05	0,05	0,01	0,13	0,1	0,35	0,0	0,0	0,05	0,05	0,0

Усиление ветра до штормовой силы возможно в любой период года и в любом районе Керченского пролива. Абсолютный максимум скорости ветра (30 м/с) наблюдался в южной части пролива (МГП Заветное) в октябре 1987 г. Максимальный порыв ветра (до 34 м/с) был отмечен в Керчи и в Опасном в марте 1970 г. при средней скорости ветра 26–28 м/с.

В районе Керченского пролива летом возможны интенсивные ливневые осадки (100–124 мм в сутки), превышающие месячную норму в 2–3 раза, Табл. 10. Такие интенсивные ливни могут существенно осложнить эксплуатацию Керченского мостового перехода.

Одним из метеорологических факторов, затрудняющих работу транспортного мостового перехода в период его эксплуатации, является ограничение *видимости* в районе его расположения. Снижение видимости может привести к существенному уменьшению скорости транспортного потока или к его полной остановке.

Таблица 10.

**Максимальное за год суточное количество осадков (мм)
различной обеспеченности**

Станция	Период расчета	Обеспеченность, %				Наблюденный максимум			
		1	2	5	10	мм	число	месяц	год
МГ Опасное	1959–2010	143,8	121,4	95,2	77,6	124,3	15	5	1973
Керчь, АМСГ	1955–2010	117,2	100,3	80,1	66,3	100,1	15	5	1973

В среднем за год дальность *видимости* на побережье пролива достигает 11–15 км, достигая максимальных величин (13–17 км) в летний сезон и уменьшаясь до 8–12 км в холодный период года. В любое время года, кроме июля-августа, видимость в районе мостового перехода может уменьшаться до 0–100 метров. Ограничение видимости в подавляющем большинстве случаев вызвано туманами, реже обусловлено снегом, метелью, сильным дождем, дымкой.

Туман. В Керченском проливе частота и интенсивность туманов имеют отчетливо выраженный годовой ход: наибольшее число дней с туманом отмечается в холодный период года (октябрь – апрель). Максимальное количество дней с туманами приведено в табл. 8. В холодный период года туманы в среднем наблюдаются от 1 до 3 суток в месяц. В остальные сезоны туманы бывают не каждый год. Среднее количество дней с туманом в году составляет по Керчи – 17,2, а по Тамани – 11,5 дней. Максимальное за месяц число дней с туманом – 17 отмечалось в Керчи в феврале 1947 года, в Тамани – 8 дней в январе 1956 года. Продолжительность туманов обычно не превышает 6 часов и со-

ставляет в среднем 4,3 часа. Максимальная длительность туманов (Табл. 8) в ноябре-апреле может достигать от 48 часов в Керчи (февраль 1971 г.) до 60 часов в Тамани (декабрь 2006 г.).

Выводы

Анализ экстремальных характеристик гидрологического режима в Керченском проливе показал, что наиболее критичными с точки зрения строительства и эксплуатации мостового перехода через Керченский пролив, являются ледовые условия в умеренные и суровые зимы. Вместе с тем не следует преувеличивать сложности эксплуатации моста, связанные с ледовой обстановкой, поскольку в последние 40 лет в Керченском проливе преобладают (с повторяемостью 51 %) мягкие зимы, во время которых лед практически отсутствует.

Среди опасных метеорологических явлений при эксплуатации перехода следует в первую очередь учитывать штормовой ветер, сильные ливневые осадки в летний сезон, и ограниченную видимость вследствие туманов в холодный период года.

На основе численного моделирования в Павловской узости и Тузлинской промоине выявлены зоны сильных течений, которые могут способствовать размыву донных грунтов вблизи опор моста. Выявлено, что ветровое волнение и штормовые нагоны не окажут существенного влияния на безопасную эксплуатацию мостового перехода.

Сравнительный анализ опасных природных условий северной и Павловской узостей, позволяет констатировать следующее. В северной узости наблюдаются более тяжелые ледовые условия, более интенсивные колебания уровня моря и ветро-волновое воздействие при схожем с районом строительства мостового перехода режиме течений, атмосферных осадков и видимостью. Таким образом, с точки зрения опасных природных явлений (без учета геологических условий, затрат на реализацию строительства и др. факторов, не относящихся к предмету обсуждения) выбор нынешнего варианта мостового перехода вполне оправдан. Относительно выбора технологического решения варианта строительства между мостовым переходом и подземным тоннелем, то, учитывая сложное геологическое строение Керченского пролива, реализуемый ныне вариант строительства представляется более предпочтительным.

Полученные в проведенном исследовании результаты могут быть использованы для последующего ледового и гидрометеорологического мониторинга в районе Керченского мостового перехода.

ON POSSIBLE RISKS IN CONSTRUCTION AND OPERATION OF BRIDGE TRANSITION OVER THE KERCH STRAIT

Dyakov N.N., Lipchenko A.E., Fomin V.V., Cvecinsky A.S.

On the basis of materials of observations made by coastal network of hydrometeorological stations and at sea during the long-term period the dangerous meteorological and hydrological phenomena in the Kerch Strait are revealed and estimates of their influence on the safety of construction and on operation of the bridge crossing are received. It is established that the most critical from the point of view of construction and operation of the bridge crossing over the Kerch stright are the ice conditions in moderate and severe winters. Among the dangerous meteorological phenomena, one should take into account storm wind conditions, heavy rainfall in the summer season, and limited visibility due to fogs during the cold season. The results of numerical modeling revealed intensive current velocities in the region of the location of the Pavlovsk and the Tuzla passages which in these zones may lead to the erosion of the underwater coastal slope. It was shown that the wind wave and storm surges would not have a significant effect on the safe operation of the bridge crossing. The results received may be used for the subsequent ice and hydrometeorological monitoring at the bridge crossing.

Литература

1. Матишов Г.Г. Керченский пролив и дельта Дона: безопасность коммуникаций и населения // Вестник Южного Научного Центра. – т.11. – №1. – 2015. – с. 6-15.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. т.IV. Черное море. Вып.1. – Л.: Гидрометеоздат, 1991. – 430 с.
3. Гидрометеорологические условия морей Украины. т.2. Черное море. – Севастополь: Экокси-гидрофизика, 2012. – 421 с.
4. Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Белогудов А.А. и др. Атлас льдов Черного и Азовского морей. – Севастополь: Экокси-гидрофизика, 2016. – 219 с.
5. Гидрометеорологические условия морей Украины. т.1. Азовское море. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – 402 с.
6. Дьяков Н.Н., Фомин В.В. Синоптические условия возникновения аномальных колебаний уровня Азовского моря // Наукові праці Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту. – 2003. – Вып. 250. – с. 332-341.

7. Морозов А.Н., Лемешко Е.М., Иванов В.А. и др. Течения в Керченском проливе по данным *ADCP* наблюдений 2008–2009 годов // Там же. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. – Вып. 22. – с. 253 – 267.
8. Джиганшин Г.Ф., Мотыгин А.С., Морозов А.Н. и др. Гидрофизическая характеристика Керченского пролива в декабре 2009 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. – Вып.23. – с.153–158.
9. Иванов В.А., Матишов Г.Г., Кушнир В.М. и др. Керченский пролив в осенний период 2011 года: результаты совместных комплексных исследований, выполненных в экспедиции МГИ НАН Украины и ЮНЦ РАН // Мор. гидрофиз. журн. – 2014. – №1. – с. 44-57.
10. Luetlich R.A., Westerink J.J. Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC; 2004. URL: http://adcirc.org/adcirc_theory_2004_12_08.pdf.
11. Zijlema M. Computation of wind-wave spectra in coastal waters with SWAN on unstructured grids. – Coastal Engineering, 2010, Volume 57, Issue 3, p 267 – 277.
12. Оценка загрязнения морской среды Керченского пролива и прилегающих акваторий морей в результате аварийного разлива нефтепродуктов 11 ноября 2007г. по данным математического моделирования, регулярного мониторинга и эпизодических исследований. – М: «ГОИН», 2009. – 71 с.

ВОЗДЕЙСТВИЕ АРКТИКИ НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМОХАЛИННЫХ ПОЛЕЙ СУБПОЛЯРНОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Соколов В.А., Апухтина С.П.

Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова (ГОИН)

Исследуются результаты обработки данных морских гидрологических станций, выполненных в зоне субарктического циклонического круговорота за три интервала временных осреднений климатического индекса АМО: 1928–1965, 1966–1997, 1998–2010 гг. На основе их анализа выявлен механизм воздействия Арктики на процессы взаимодействия океан-атмосфера в зоне круговорота, связанный с явлением Великой солёностной аномалии (ВСА). Получены оценки воздействия ВСА на формирование климатических аномалий полей температуры и солёности, влияющие на энергообмен с атмосферой.

Объект исследований и постановка задачи

Объектом исследований является район экстремальных взаимодействий с атмосферой тёплых вод Северной Атлантики (СА), расположенный в южной части субарктической зоны СА, в месте расположения Субарктического Северо-Атлантического циклонического круговорота (круговорот) [1]. Южную и восточную часть круговорота образуют потоки Северо-Атлантического течения и течения Ирмингера, переносящие в его зону тёплые воды повышенной солёности из субтропической части СА. Северная часть круговорота образуется потоками холодных арктических вод пониженной солёности Южно-Гренландского и Западно-Гренландского течений, огибающих остров Гренландия. Западная часть круговорота представлена потоком арктических вод Лабрадорского течения, проходящего в южном направлении вдоль восточного побережья Канады [2]. Площадь круговорота составляет не более 20 % от площади СА, однако, на неё приходится основная доля процессов энергообмена океан-атмосфера, происходящих в этом регионе [1, 3]. Поступающие в зону круговорота сухие холодные воздушные массы с побережий Канады и Гренландии в результате их взаимодействия с тёплыми поверхностными водами насыщаются их теплом и влагой. Мощность этого энергообмена столь значительна, что обеспечивает на площади круговорота и к востоку от него увеличение температуры в среднем на восемь-десять градусов выше среднеширотной климатической нормы [1, 3] и обеспечивает наличие в Западной Европе аномально тёплого климата. По этой причине, научный и практический интерес представляет исследование механизма воздействия Арктического региона

на климатические изменения термохалипикнических полей круговорота, влияющих на происходящие в его зоне процессы взаимодействия океан-атмосфера в период глобального климатического потепления [4]. Исследования основаны на результатах анализа массовой обработки климатических массивов гидрологических наблюдений, проводимых погоризонтно на анализируемой площади круговорота во временном интервале с 1928 по 2010 гг., разделённых во времени по длительности фаз климатического индекса АМО [5]. Обработка наблюдений проводилась при использовании созданного авторами аппарата совместного статистического T-S анализа морских вод [6–9].

Исходные данные и интервалы климатических осреднений

Климатические массивы T-S наблюдений, расположенные на площади круговорота, получены из созданной в ГОИНГе базы данных (БД) гидрологических наблюдений СА [10]. БД была создана из сформированного во ВНИИГМИ-МЦД климатического массива гидрологических наблюдений СА и гидрологической БД Мирового океана [11], содержащей данные, полученные с научных судов и буёв АРГО. В сформированном климатическом массиве гидрологических станций удалялись их дубликаты, после чего T-S измерения на основе вертикальной линейной интерполяции приводились к стандартным гидрологическим горизонтам. При обработке массивов наблюдений на исследуемых горизонтах площадь круговорота, для которой отбирались данные, аппроксимировалась на карте СА трапецией с границами по широте от 45° до 60° с.ш. и по долготе от 55° до 15° з.д. [2]. Интервалы климатических осреднений определялись длительностью положительных и отрицательных фаз климатического индекса Атлантической Мультидекадной Осциляции – АМО, определяемых на графике временных изменений среднегодовых климатических аномалий температуры поверхности СА, осреднённых в полосе широт от экватора до 60° с.ш. [5]. Ниже, в Таблице 1, представлены значения временных интервалов фаз АМО (фаз), их обозначения, знаки фаз, а также число гидрологических станций, приходящихся на каждую фазу в зоне круговорота.

Таблица 1.

Временной интервал	Обозначение	Знак фазы	Количество профилей на площади Круговорота в БД
1928–1965 гг.	Ф1	Положительный	13 907
1966–1997 гг.	Ф2	Отрицательный	95 905
1998–2010 гг.	Ф3	Положительный	46 558

Временная граница 2010 г. определялась обеспеченностью данными в БД [5]. Для подавления в анализе данных наблюдений их сезонной изменчивости, обычно превосходящей их межгодовую изменчивость, каждый из сформированных по временным интервалам Таблицы 1 массивов пар T-S наблюдений разделялся на два массива – условно летних (с 15 марта по 15 сентября) и условно зимних (с 16 сентября по 14 марта). Фильтрация маловероятных данных в исследуемых массивах наблюдений проводилась погоризонтно на основе гистограмм совместных функций плотности вероятности T-S (СФПВ T-S), построенных на уровне 90 % [7–9]. В пределах круговорота имеются районы, находящиеся под превалирующим влиянием холодных вод Арктики, и другие, где определяющим является воздействие тёплых вод Атлантики. Их климатические режимы различны, но на начальном этапе исследований, представленном в этой работе, на каждом из анализируемых горизонтов формировался единый массив наблюдений для всей площади круговорота, на основе средних характеристик которого проводился их предварительный климатический анализ. В дальнейших исследованиях предполагается введение погоризонтного районирования на площади круговорота по признаку принадлежности вод к различным водным массам с проведением их последующего климатического анализа. На рассматриваемом этапе исследований объектом анализа являются данные T-S наблюдений, расположенные на различных горизонтах на площади всего круговорота на временных интервалах различных фаз АМО, представленных в Таблице 1.

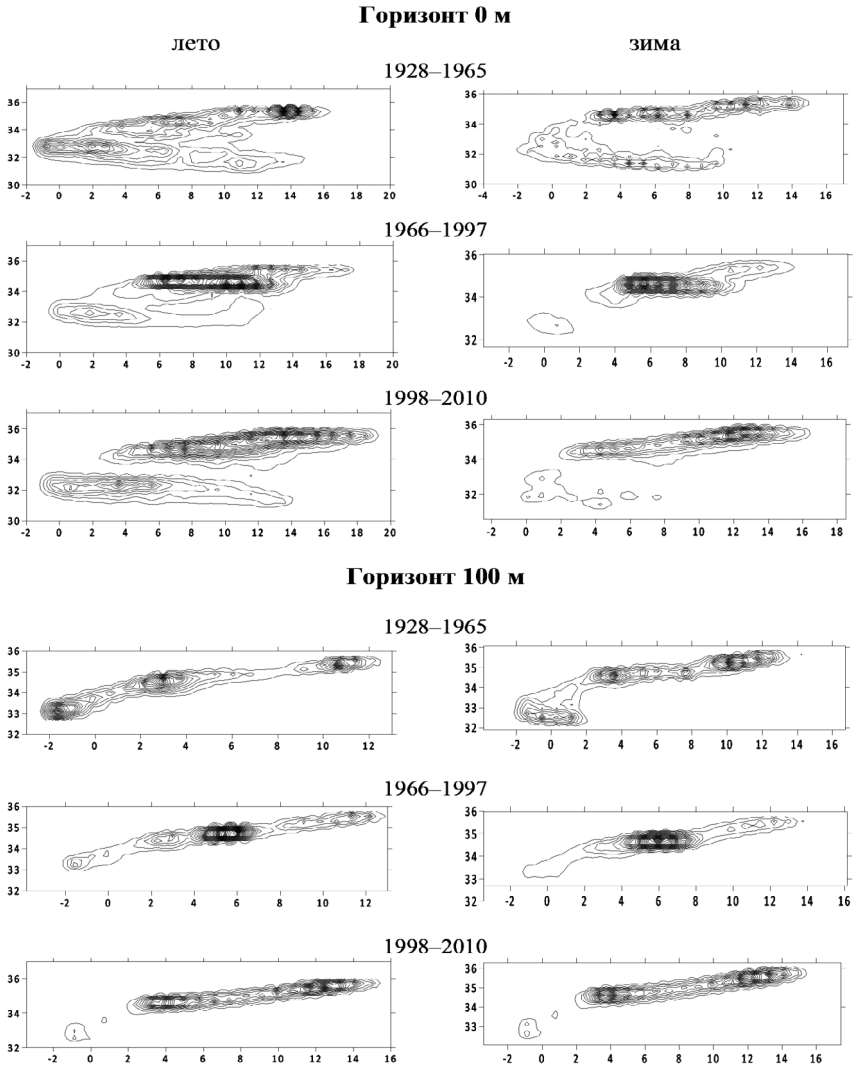
Расчётные величины и результаты их анализа

Исследование сезонной мультидекадной изменчивости термохалинных полей в зоне круговорота начинаются с анализа форм статистических распределений совместных функций плотности вероятности T-S (СФПВ T-S или гистограммы), дающих наиболее полное представление о статистике термохалинных полей, представляемых гистограммами СФПВ T-S. Гистограммы строились по данным, попавшим в описанную выше аппроксимирующую круговорот трапецию. Устойчивость полученных форм статистических распределений на гистограммах определялась эмпирически по результатам сравнительного анализа гистограмм, построенных по полному и укороченным рядам T-S наблюдений на всех рассматриваемых горизонтах [9]. Проведённая проверка подтвердила устойчивость полученных форм распределений гистограмм СФПВ T-S к статистике наблюдений по критериям:

- сохранения числа значащих кластеров (количество данных приходящихся на каждый значащий кластер должно составлять не менее 10 % от общего числа используемых в анализе наблюдений на рассматриваемом горизонте), каждый из которых представляет свою водную массу на рассматриваемом горизонте;
- устойчивости положений максимумов кластеров, соответствующих свойству консерватизма водных масс;

- сохранение подобия форм кластеров и устойчивости их взаимного расположения на гистограммах.

На Рис. 1 представлены гистограммы T-S, построенные для 90 % доверительного интервала на горизонтах 0, 100, 300, 500 и 800 м по данным наблюдений летних и зимних сезонов на временных интервалах трёх фаз АМО.

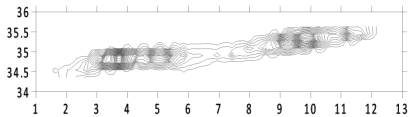
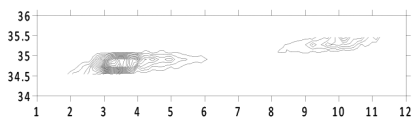


Горизонт 300 м

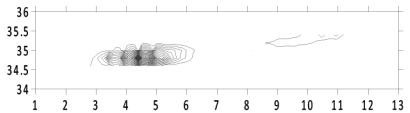
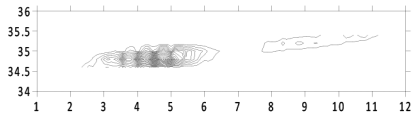
лето

зима

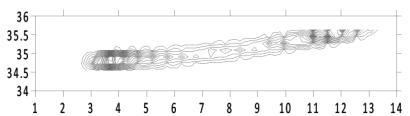
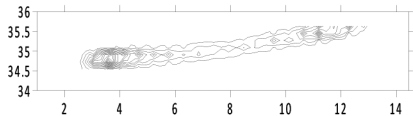
1928–1965



1966–1997

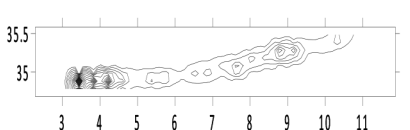
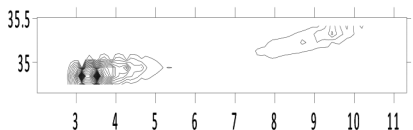


1998–2010

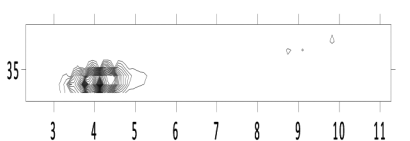
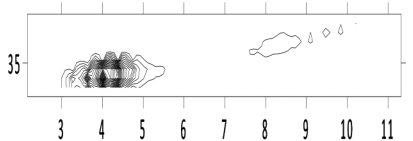


Горизонт 500 м

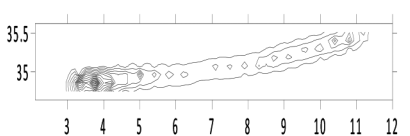
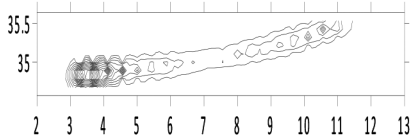
1928–1965



1966–1997



1998–2010



Горизонт 800 м

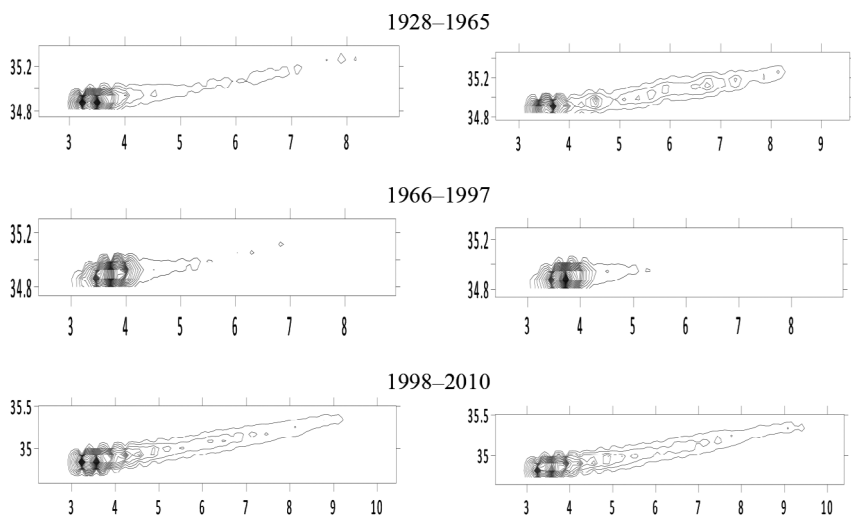


Рис. 1. Гистограммы совместной плотности вероятности T-S, построенные для временных сезонных интервалов трёх фаз индекса АМО (1) по данным T-S наблюдений на горизонтах 0, 100, 300, 500 и 800 м.

Из анализа представленных на Рис. 1 форм статистических распределений совместных функций плотности вероятности T-S, следует:

1. В верхнем пятисотметровом слое круговорота формы совместных статистических T-S распределений имеют многомодальные и асимметричные относительно их максимумов структуры. Это означает, что в рассматриваемом слое преобладают воды различных водных масс, состоящих в процессе их формирования, о чём свидетельствует отсутствие симметрии их кластеров. Источником этих водных масс являются тёплые, солёные воды Северо-Атлантического течения и его западной ветви - течения Ирмингера, а так же холодные арктические воды с пониженной солёностью, принесёнными в зону круговорота потоками вод арктических течений;
2. С увеличением глубины горизонтов усиливается процентное преобладание холодных арктических вод, которые имеют полное доминирование ниже 500 метров.
3. На горизонтах ниже 300 м отмечается возврат форм статистических распределений от третьей положительной фазы к первой, так же положительной фазе, нарушенной формой распределения второй отрицательной фазы,

на которую приходилось явление Великой Солёностной Аномалии (временной интервал с середины шестидесятых до середины семидесятых годов прошлого столетия [13]), что является проявлением шестидесятилетней (мультидекадной) цикличности в изменчивости термохалинных полей на площади круговорота [4].

4. Изменения форм совместных статистических распределений T-S на всех рассмотренных горизонтах указывает их большую зависимость от смены временных фаз АМО, чем от смены рассматриваемого климатического сезона.
5. В силу отмеченной выше многомодальности форм совместных статистических T-S распределений в анализе изменчивости аномалий этих полей в масштабе зоны круговорота, нецелесообразно привлекать традиционно используемые в физической океанографии характеристики их вторых статистических моментов – дисперсии, стандартные отклонения, коэффициенты корреляции, поскольку, согласно гистограммам, представленным на Рис. 1, формы статистических распределений T-S далеки от нормального (Гауссова) закона [14], для которого вводились эти характеристики. В таких условиях более целесообразно анализировать осреднённые значения аномалий исследуемых величин от их средних по площади круговорота величин, хотя и такая форма анализа в условиях многомодальных статистических распределений представляется достаточно грубым аппаратом исследований.

С учётом этого вывода на Рис. 2 и 3 представлены графики изменений по вертикали аномалий температуры, солёности и плотности, рассчитанные от их средневзвешенных по длительности фаз АМО сезонных климатических значений, осреднённых на исследуемых горизонтах по площади круговорота. Средневзвешенные сезонные климатические значения $\bar{T}, \bar{S}, \bar{\rho}$ относительно которых определялись их аномалии, рассчитывались по формуле:

$$\bar{Q} = \frac{1}{C1} \sum_{l=1}^{l=3} \bar{Q}_l \tau_l ,$$

где $C1 = \sum_{l=1}^{l=3} \tau_l$, τ_l – длительность в годах интервала мультидекадного осреднения, Q_l – осреднённая на фиксированном интервале мультидекадного осреднения $l = 1, 2, 3$ величина $Q = T, S, \rho$. Под Q_l на рассматриваемых горизонтах принимались их среднеклиматические сезонные величины, рассчитанные по данным l -го мультидекадного интервала по формуле:

$$\bar{Q} = \sum_{l=1}^{l=M} \gamma_{kij} Q_l$$

где усредняемая величина $Q = T, S, \rho$, весовой множитель $-\gamma_{kij}$ величины Q , имеющей на исследуемом горизонте порядковый номер k , расположенный в ячейке сетки с индексами i, j определялся формулой:

$$\gamma_{kij} = \frac{1}{C2} \delta_{ij},$$

здесь δ_{ij} – весовой множитель ячейки, рассчитываемый по формуле,

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{при } N_{ij} \leq N_c \\ \frac{N_c}{N_{ij}} & \text{при } N_{ij} \geq N_c \end{cases}$$

здесь N_{ij} – количество данных наблюдений в расчётной ячейке с горизонтальными координатами i, j , а нормировочный множитель $C2$ определяется формулой:

$$C2 = \sum_{k=1}^{k=M} \gamma_{kij},$$

где M – количество данных величины Q на исследуемом горизонте. На Рис. 2 и 3 представлены графики изменений по вертикали сезонных мультидекадных аномалий T, S, ρ , рассчитанных по данным на площади круговорота.

Поскольку количество данных наблюдений ниже горизонта 2000 м не позволяло осуществлять процедуру фильтрации маловероятных данных, то проводимый ниже анализ результатов расчётов исследуемых величин проводился только в верхнем слое 2000 м.

Летний сезон

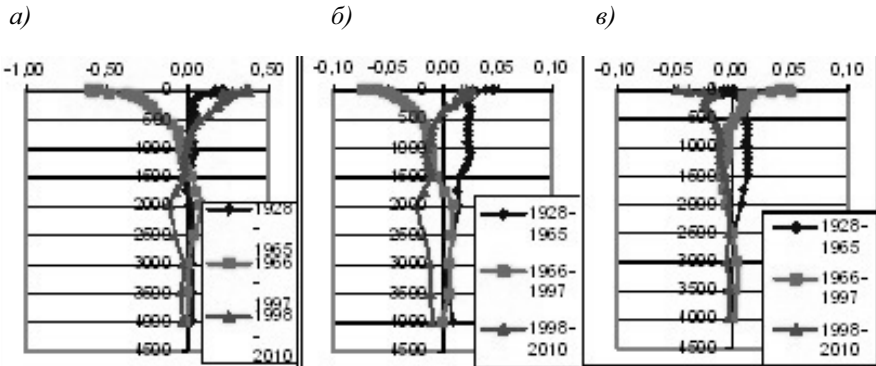


Рис. 2. Графики изменений по глубине осреднённых по площади круговорота мультидекадных аномалий летнего сезона: а) температуры в градусах C^0 , б) солёности в промилле, в) плотности в условных единицах, рассчитанных от их средневзвешенных климатических значений по трём интервалам осреднений.

Зимний сезон

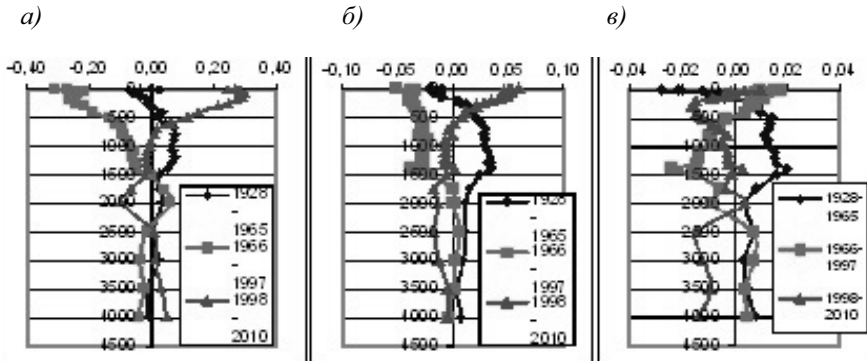


Рис. 3. Графики изменений по глубине осреднённых по площади круговорота мультидекадных аномалий зимнего сезона: а) температуры в градусах, C^0 , б) солёности в промилле, в) плотности в условных единицах, рассчитанных от их средневзвешенных климатических значений по трём интервалам осреднений.

Из сопоставления представленных на Рис. 2 и 3 графиков, описывающих ход аномалий T , S , ρ по вертикали в летние и зимние сезоны для различных фаз АМО можно сделать следующие выводы:

1. Вклад низкочастотных (межфазовых) климатических изменений исследуемых аномалий T , S , ρ , осреднённых по площади круговорота, превышает их климатические сезонные изменения в пределах времени фаз АМО;
2. Изменения по вертикали аномалий T , S , ρ во вторую (отрицательную) фазу АМО, на которую приходится Великая Солёностная Аномалия, существенным образом отличается от их изменений в первую и третью (положительные) фазы АМО
3. В третьей фазе в верхнем пятисотметровом слое имеют место относительно высокие значения аномалий тёплых солёных вод, перенос которых течениями в Атлантический арктический сектор способствует интенсификации таяния арктических льдов [15].
4. Отмеченное в анализе представленных на Рис. 1 подобие форм совместных статистических распределений T - S первой и третьей фаз обоих сезонов отсутствует на графиках Рис. 2 и 3.

Обратимся к анализу причин, связанных с последним выводом. По всей вероятности, они связаны с несовершенством используемого аппарата анализа. Используемые среднеклиматические характеристики T , S значений, так же как и рассчитанные от них аномалии в условиях многомодальных форм статистических распределений T - S , могут сохранять свои значения при различных модификациях форм их статистических распределений. В то же время, применение более совершенного аппарата совместного статистического анализа T - S полей, учитывающего формы их совместных статистических распределений, позволило выявить тенденцию возврата к формам распределений первой фазы, что недоступно более грубому аппарату анализа временных изменений климатических аномалий T , S , представленных на Рис. 2 и 3.

Обратимся к анализу связи явления ВСА с изменениями в результатах обработки T , S , представленных на Рис. 1 и на Рис. 2 и 3 в интервале второй фазы. На гистограммах и графиках второй фазы ниже горизонта 100 м отмечается доминирующее присутствие холодных арктических вод пониженной солёности, связанных с явлением ВСА. В арктическом регионе область формирования вод ВСА, предположительно, располагается в зоне антициклонического вихря моря Бофорта, куда системой вдольбереговой циклонической циркуляции переносятся талые воды арктических льдов, стоков талых вод о. Гренландия, а так же речных стоков пресных вод, поступающих с территорий Евразийского и Северо-Американского континентов. Интенсивность таяния арктических льдов зависит от поступающих в Арктику потоков солнечной энергии, потоков тепла, поступающих из атмосферы, адвекции тёплых вод

течениями, переносимыми главным образом из СА и, в значительно меньшей степени, через Берингов пролив из Тихого океана. В условиях переполнения тальми и стоковыми водами антициклонального вихря моря Бофорта при воздействии неизвестных пока факторов происходит «выплеск» из его зоны слабосоленых вод, после чего эти воды переносятся арктическими течениями в зону субарктического циклонического круговорота, что порождает явление ВСА. Внос в циклонический субарктический круговорот дополнительных объёмов арктических вод, связанных с ВСА, обеспечивает реализацию описанных выше климатических изменений термохалоупикнических полей, влияющих на процессы энергообмена в системе океан-атмосфера. Описанный механизм трансформации дополнительного объёма холодных вод пониженной солёности из Арктического региона влияет на процессы энергообмена океана с атмосферой не только в зоне субарктического циклонического круговорота, но и в зонах энергообмена с атмосферой в морях Баффина, Лабрадорского, Норвежского и Исландского морей. Присутствие аномально тёплых вод в зоне круговорота в третьей фазе АМО, связано, по всей вероятности, с явлением глобального потепления. Перенос этих аномально тёплых вод течениями в Арктический атлантический сектор уже привёл к отмеченной в наблюдениях интенсификации таяния арктического льда [15]. Образовавшиеся в процессе интенсификации таяния льда распреснённые воды вероятно приведут в тридцатых годах текущего столетия к появлению новой ВСА, которая завершит третью фазу АМО и положит начало её новой четвёртой (отрицательной) фазы.

Выводы

Анализ изменений климатических форм совместных статистических распределений T-S, представленных на Рис. 1, и изменений по вертикали сезонных мультидекадных аномалий T, S, ρ (Рис. 2, 3) позволили получить следующие выводы:

1. В зоне субарктического Северо-Атлантического круговорота выявлен и описан механизм воздействия арктических вод на формирование климатических аномалий термохалоупикнических полей, влияющий на процессы энергообмена в системе океан-атмосфера в этой наиболее энергоактивной зоне Северной Атлантики [1, 3].
2. С учётом аномально тёплого состояния поверхностных вод субарктической зоны СА, наблюдаемого во временном интервале третьей фазы АМО, прогнозируется наступление нового явления ВСА в третьем десятилетии этого столетия. Оно завершит третью фазу АМО и инициирует начало его новой – четвёртой фазы.

3. На основе использования разработанного авторами совместного статистического анализа термохалинных полей получено эмпирическое подтверждение мультидекадной изменчивости термохалинных полей в зоне субарктического циклонического круговорота [4].
4. Представленные и описанные в статье результаты массовой обработки гидрологических наблюдений, полученные на интервале с 1928 по 2010 гг., имеют самостоятельную научную ценность вне зависимости от их интерпретации авторами этой статьи.

ON THE INFLUENCE OF THE ARCTIC ON CLIMATIC VARIATIONS OF THE NORTH ATLANTIC TEMPERATURE, SALINITY AND DENSITY FIELDS IN THE AREA OF THEIR EXTREME INTERACTION WITH THE ATMOSPHERE

Sokolov V.A., Apuhtina S.P.

Analysis of the results of processing of climatic observation arrays obtained at deep sea hydrological stations located in the zone of the subarctic cyclonic cycle for three intervals of time averaging of the AMO index is given: 1928–1965, 1966–1997, 1998–2010. As a result of their analysis, the mechanism of the Arctic impact on the ocean-atmosphere interaction processes in the cycle zone associated with the phenomenon of the Great Salinity Anomaly (BCA) was revealed. Estimates of the effect of the ICA on the formation of climatic anomalies in the temperature and salinity fields that affect the energy exchange of the ocean with the atmosphere are obtained.

Литература

1. Лаппо С.С., Гулёв С.К. Добролюбов С.А. и др. Северная Атлантика и её влияние на климат Европы. Сб. «Актуальные проблемы океанологии» М.; Наука, 2003. – с. 8-59.
2. Атлас океанов, Т. 1, М: ВМФ МО СССР, 1977. - 306 с.
3. Steffen M. Olsen and Erik Buch. A review of North Atlantic Circulation, Marine Climate Change and its Impaction on North European Climate. // Danish Meteorological Institute, May 18, - 2004.

4. Кляшторин Л.Б. Лябушин А.А. Циклические изменения климата и рыбопродуктивности. М: Изд. ВНИРО, - 2005, - 254 с.
5. http://www.aoml.noaa.gov/phod/amo_faq.php
6. Соколов В.А., Апухтина С.П. «Статистическая модель климата термохалинных полей и результаты ее реализации в Северной Атлантике». //Тр. ГОИН'а, Вып. 211, - 2008, - с.99 –115.
7. Соколов В.А., Апухтина С.П. «Статистическая модель климата термохалинных полей Северной Атлантики и возможности её использования в океанографических исследованиях». // Тр. ГОИН'а, Вып. 211,- 2008, - с. 255 –263.
8. Соколов В.А., Апухтина С.П. «Метод совместного статистического анализа термохалинных полей морских вод и возможности его использования в практической океанографии. // Тр.ГОИН'а, Вып. 215,- 2014, - с. 75-89.
9. Соколов В.А., Фомин В.В. Метод совместной интерполяции и анализа вероятных значений термохалинных полей на примере его использования в зоне фронта Гольфстрима. // Тр. ГОИН'а, Вып.216,- 2015, - с. 48-59.
10. Отчёт по теме 1. 5.4.1. ГОИН, Москва 2013 г. - 46 с.
11. <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT>
12. International Oceanographic Tables // UNESCO Technical Papers in Marine Science 1981. Vol. 3. N 39. 111 p.
13. I.M. Belkin, S. Levitus, J. Antonov, S. Malberg “Great Salinity Anomalies” in the North Atlantic. Progress in Oceanography, 41 (1998), с.1-68.
14. Д.Худсон «Статистика для физиков». Изд. «Мир», М, 1970 – 296 с.
15. Г.В. Алексеев, Е.И. Александров, Н.И. Глок, Н.Е. Иванов, В.М. Смоляницкий, Н.Е. Харланенкова, А.В. Юлин Эволюция площади ледового морского покрова Арктики в условиях современных изменений климата. Исследование Земли из космоса, 2015, №2, с. 5-19

ОЦЕНКИ ТОЧНОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ И ДИНАМИКИ ВОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ В СРАВНЕНИИ С ДАННЫМИ КОНТАКТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

*Григорьев А.В.¹⁾, Зацепин А.Г.²⁾, Воронцов А.В.³⁾,
Кубряков А.И.¹⁾, Шановал К.О.⁴⁾*

- 1) Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова (ГОИН)
- 2) Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН)
- 3) Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации Мировой центр данных (ВНИИГМИ МЦД)
- 4) Морской гидрофизический институт (МГИ)

Приводятся оценки точности моделирования термохалинных и динамических характеристик вод северо-восточной части Черного моря на основе общекосмической (МГИ) и региональной (РОМ) моделей. Модельные данные сравниваются с данными морских гидрометеостанций (ГМС) российского Кавказского побережья моря и данными зондирующего комплекса AQUALOG ИО РАН (район Голубой бухты, Геленджик).

Введение

В работах [1, 2, 6, 7–9] было дано описание автоматизированной системы диагноза и прогноза динамики и термохалинных характеристик вод северо-восточной области моря с использованием региональной модели RuRem, построенной на основе модели Princeton Ocean model (РОМ) [6] (Рис. 1), совмещенной с крупномасштабной моделью всего Черного моря Морского гидрофизического института (МГИ, Севастополь, [3, 4, 9]) с применением технологии «вложенных сеток» [5], и результаты оценок физической адекватности результатов моделирования.

Пространственная (горизонтальная) дискретность крупномасштабных моделей ~5 км, региональной ~1 км. Как показано в [1, 7, 9], уменьшение пространственной дискретности в региональной модели имеет принципиальное значение, поскольку позволяет воспроизводить в модельных расчетах динамические образования с горизонтальными размерами ~10 км, что невозможно в крупномасштабных моделях.

Моделирование проводилось в рамках задач оперативной океанографии посредством использования автоматизированной системы, описанной в работах [9, 14–16], и представляется как один из способов изучения морей и океана. При существенном увеличении вычислительных возможностей точности воспроизведения физических процессов становится доступным получение модельных полей с малой пространственно-временной дискретностью, недостижимой при использовании иных методов.

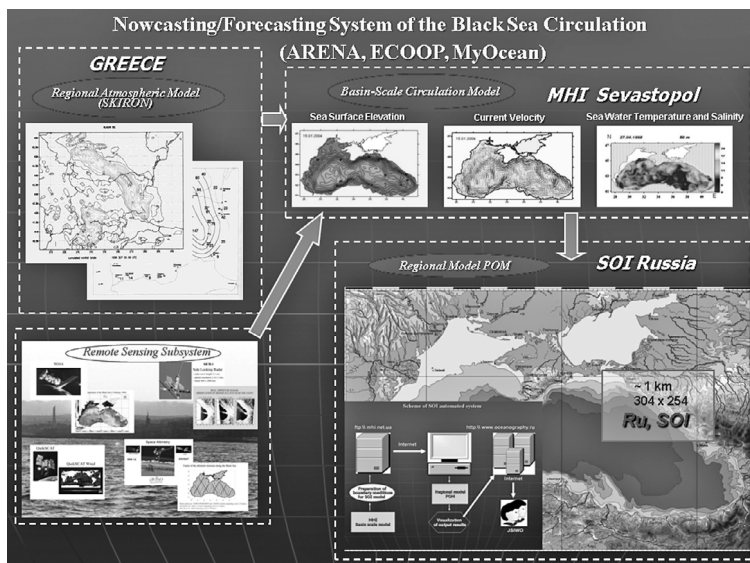


Рис. 1. Схематическое отображение автоматизированной системы моделирования прибрежных вод Черного моря

Приведенные в указанных выше работах результаты носят, за некоторым исключением, качественный характер. В настоящей статье будут представлены и проанализированы результаты, полученные на основе сравнения модельных данных с данными контактных натуральных измерений.

Характеристика используемых модельных и натуральных данных

Региональная модель северо-восточной области Черного моря создана на основе одной из версий широко известной модели океанической циркуляции Принстонского университета (OzPOM) [6]. Разрешение региональной модели RuRem – ~1 км по горизонтали при 18 слоях в сигма-координатах. Горизонтальное разрешение общебассейновой модели Морского гидрофизического института (МГИ РАН), [3,4] ~5 км, 35 горизонтов (Таблица 1). Модель МГИ использует усвоение спутниковых данных (альтиметрии и температуры поверхности моря), а также метеоданные (напряжения ветра, потоки тепла и массы), получаемые в рамках европейского сотрудничества (проекты ARENA, ECOOP, MyOcean). ГОИН получает необходимые граничные условия для региональной модели с сервера МГИ в ежедневном режиме (Оперативная система диагноза и прогноза гидрофизических полей Черного моря МГИ, Black Sea Forecasting Operational System – BSFOS) и производит диагностические и про-

гностические (на 3 суток) расчеты термохалинной структуры и динамики вод региона [7–9]. Модели RuRem и МГИ совмещены посредством использования технологии «вложенных сеток» [5, 9].

Таблица 1.

Основные черты общепассейновой и региональной моделей Черного моря

Основные характеристики моделей	Тип	Вертикальные координаты	Шаги по горизонтали	Размерность сетки	Шаги по времени
Общечерноморская модель (МГИ)	Модель МГИ с усвоением спутниковых данных	Фиксированные уровни z-координаты	~4900 м	237x131x35	600 сек.
Региональная модель северо-восточной области моря (RuRem)	Региональная модель РОМ	σ -координаты	~1000 м	304x254x18	120 сек. (бароклинная мода) 3 сек. (баротропная мода)

В результате имеется возможность обеспечивать заказчиков информацией о полях течений, температуры и солёности на различных глубинах, а также уровня моря в графическом и цифровом виде. Эти характеристики могут быть рассчитаны как на текущий день (диагноз), так и в виде прогноза на несколько суток. Модель работает в оперативном режиме с 2008 г. в рамках задач оперативной океанографии (с перерывами, вызванными технологическими проблемами в ГОИН'e и МГИ), диагноз и прогноз на 3-е суток – ежедневно. Результаты в ежедневном режиме представляются на сайте ФГБУ «ГОИН» [1].

В качестве технологии диагноза и прогноза гидрометеорологических и гидрологических условий морей России автоматизированная система прошла производственные испытания и внедрена в Центре ЕСИМО ФГБУ «ГОИН» в опытную эксплуатацию.

Характеристики условий испытаний:

1. Календарный период испытаний:
 - а) проверка работоспособности системы: 2008 г. – н/в;
 - б) оценки качества диагноза и прогноза – 2012 г. (ГМС); ноябрь–декабрь 2012 г. (AQUALOG).

2. Источники и состав исходных данных для региональной модели RuRem:
 - а) сервер ФГБУН МГИ РАН;
 - б) данные наблюдений морских ГМС Кавказского побережья Черного моря – Новороссийск, Геленджик, Туапсе, Сочи;
 - в) данные измерений зондирующего прибора AQUALOG ИО РАН.
3. Характеристики данных наблюдений, по которым оценивались диагнозы и прогнозы; их количество:
 - а) сервер ФГБУН МГИ РАН, состав:
 - горизонтальная сетка: 304x254;
 - граничные долготы и число узлов по долготе: 37.252 40.961 304;
 - граничные широты и число узлов по широте: 43.011 45.253 254;
 - горизонты – 35 (единицы измерения – см)
 250.0, 500.0, 1000.0, 1500.0, 2000.0, 2500.0, 3000.0, 4000.0, 5000.0, 6250.0, 7500.0, 8750.0, 10000.0, 11250.0, 12500.0, 15000.0, 17500.0, 20000.0, 25000.0, 30000.0, 40000.0, 50000.0, 60000.0, 70000.0, 80000.0, 90000.0, 100000.0, 110000.0, 120000.0, 150000.0, 170000.0, 180000.0, 190000.0, 200000.0, 210000.0.
 Все поля записаны в бинарном файле одно за другим в следующем порядке:
 - уровень (304x254);
 - зональная компонента напряжения трения (304x254);
 - меридиональная компонента напряжения трения (304x254);
 - полный поток тепла (304x254);
 - испарение (304x254);
 - осадки (304x254);
 - температура воды (304x254x35);
 - соленость воды (304x254x35);
 - зональная компонента скорости течений (304x254x35);
 - меридиональная компонента скорости течений (304x254x35);
 - дискретность и количество – каждые 6 часов, 0–96 часов.
 - б) Данные натуральных наблюдений:
 - i) данные наблюдений морских ГМС:
 - температура поверхности моря 4 стандартных срока наблюдений (использовался срок 00 GMT);
 - соленость поверхности моря 1 срок (время измерений неизвестно);
 - ii) данные AQUALOG ИО РАН - температура, соленость, компоненты скорости течений. 4 срока в сутки (~ каждые 4 часа, GMT). Горизонты – 50, 100, 200 м. Координаты постановки: 44°29,435' с.ш., 37°58,4' в.д., глубина 260 метров.
4. Количество составленных диагнозов в период испытаний:
 - модель МГИ – 366;
 - модель RuRem – 110 (Т,S ГМС); 30 – (Т,S,U,V AQUALOG);

- 5 . Количество составленных прогнозов в период испытаний:
- модель МГИ – 366;
 - модель RuRem – 110 (Т,S ГМС); 30 – (Т,S,U,V AQUALOG).

Оценки точности прогнозов на основе крупномасштабной (МГИ) и региональной (RuRem) моделей производились посредством сравнения данных моделирования с данными контактных наблюдений на морских ГМС Кавказского побережья Черного моря и данных зондирований заякоренного прибора AQUALOG ИО РАН, расположенного в районе Голубой бухты (г. Геленджик), 2012г. Использовались данные реанализа на основе модели МГИ, диагноз (с усвоением спутниковых данных температуры поверхности моря и аномалий уровня), а также диагностических и прогностических данных модели RuRem. Диагностический расчет по модели RuRem представляет собой расчет от предыдущих суток до текущего дня с учетом известного атмосферного форсинга и данных начальных и граничных условий из крупномасштабной модели МГИ.

Следует отметить, что сеточные области обеих моделей не достигают собственно берега и не могут рассматриваться как точные модельные аналоги береговых ГМС, а для сравнения с данными AQUALOG используются данные ближайших к расположению прибора точек сеток.

Расстояние между точками сеточных областей и измерений:

Точка	Расстояние (м)	
	МГИ	RuRem
Новороссийск	1557,7	6124,2
Геленджик	3282,8	13202,6
Туапсе	6114,2	6114,2
Сочи	2102,3	3065,9
AQUALOG	2108,5	394,5

Результаты сравнения данных моделирования и контактных наблюдений

Примеры графиков временного хода температуры, солености на поверхности моря (ГМС) и на глубине 50 м (AQUALOG) и оценки точности диагностических и прогностических расчетов приведены ниже. В качестве численных оценок точности использовались следующие характеристики и их обозначения:

ГМС – ряды наблюдений на ГМС;

МГИ – ряды данных моделирования по модели МГИ (реанализ, диагноз);

RuRem – ряды данных моделирования по модели RuRem (диагноз и прогноз);

Mid – средние значения ряда;

RMS – среднеквадратические ошибки (для прогнозов), отклонения (для рядов);

R – коэффициенты корреляции;

Rel – отношение RMS ошибок прогноза к RMS ряда измерений;

Во всех случаях сравнивались значения, соответствующие 0 GMT, один раз в сутки, как для модельных, так и для контактных данных. Причем данные комплекса AQUALOG предполагают осреднение с весьма незначительным масштабом по пространству и времени в сравнении с модельными. То же можно сказать и о данных ГМС. Поэтому полученные результаты представляют собой лишь первую попытку подобного сравнения.

ГМС. Температура

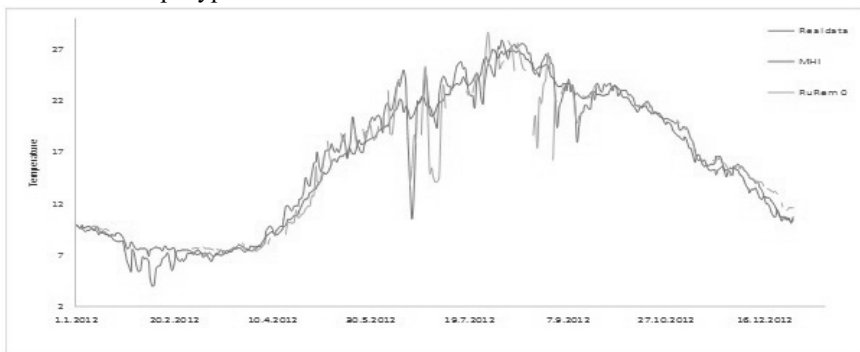


Рис. 2. Временной ход температуры (ГМС «Новороссийск»), модели МГИ и Rurem).

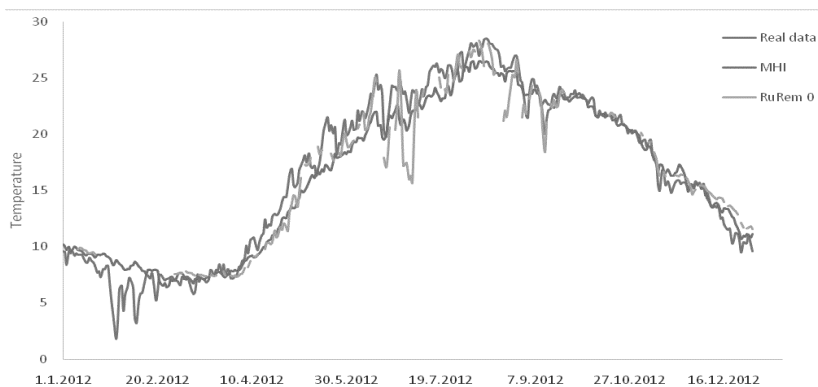


Рис. 3. Временной ход температуры (ГМС «Геленджик»), модели МГИ и RuRem).

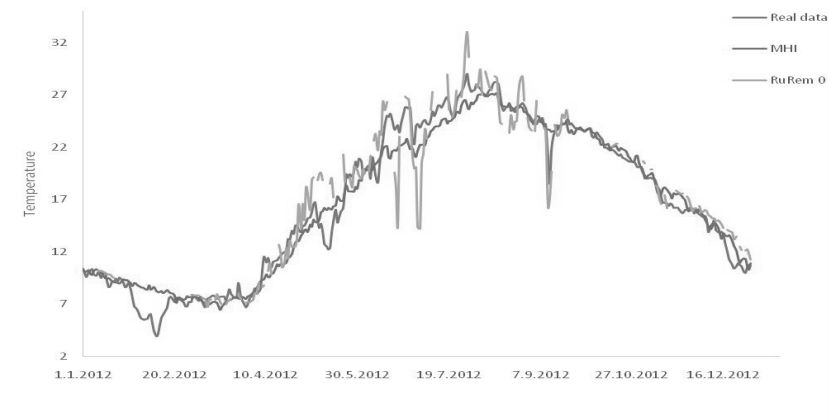


Рис. 4. Временной ход температуры (ГМС «Туапсе», модели МГИ и Rurem).

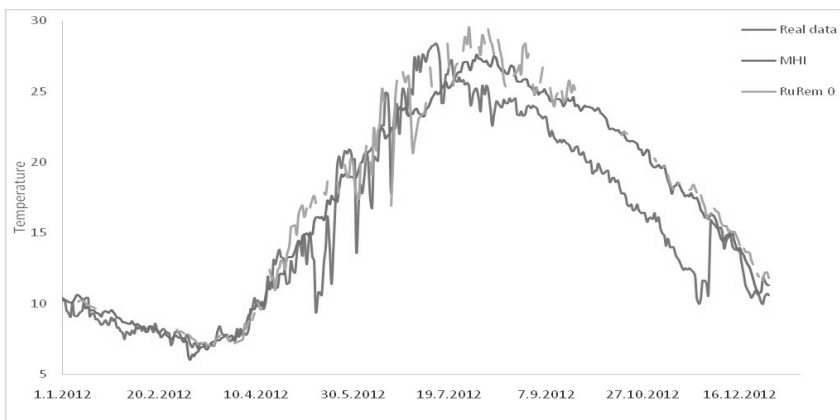


Рис. 5. Временной ход температуры (ГМС «Сочи», модели МГИ и Rurem).

Таблица 2.

Параметры рядов наблюдений и диагностических расчетов температуры поверхности моря по моделям МГИ и RuRem

	Mid			RMS					R	
	ГМС	МГИ	RuR	ГМС	МГИ	RuR	ГМС-МГИ	ГМС-RuR	ГМС-МГИ	ГМС-RuR
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Новороссийск	16.3	16.2	16.4	6.8	6.6	6.0	1.4	1.9	0.98	0.95
Геленджик	16.7	16.3	16.7	7.2	6.4	6.3	1.6	1.8	0.98	0.97
Туапсе	16.8	16.8	17.7	7.2	6.7	6.8	1.4	2.1	0.98	0.95
Сочи	15.8	17.0	15.8	6.5	6.8	6.8	2.6	2.9	0.95	0.93

Таблица 3.

Оценки прогнозов температуры поверхности моря по модели RuRem

	Rel	Rel	Rel
Время прогноза	24	48	72
1	2	4	6
Новороссийск	0.06	0.06	0.09
Геленджик	0.05	0.06	0.09
Туапсе	0.06	0.07	0.08
Сочи	0.07	0.07	0.07

ГМС. Соленость

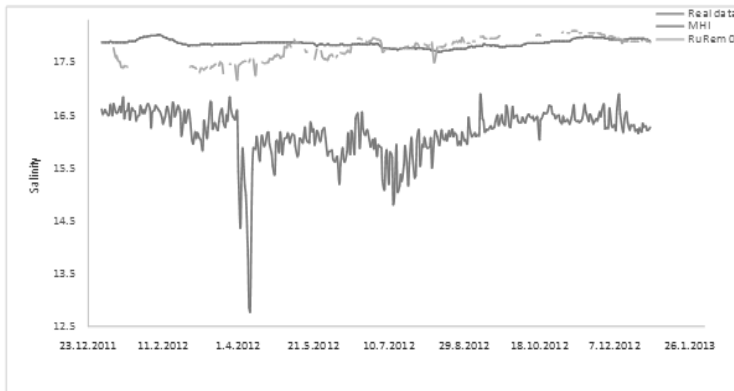


Рис. 6. Временной ход солености (ГМС «Новороссийск», модели МГИ и RuRem).

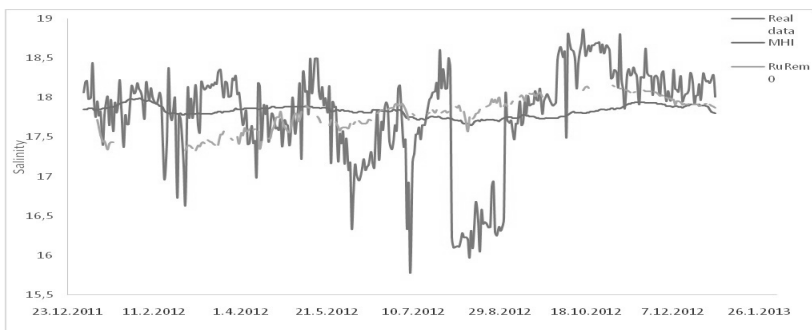


Рис. 7. Временной ход солёности (ГМС «Геленджик», модели МГИ и Rurem).

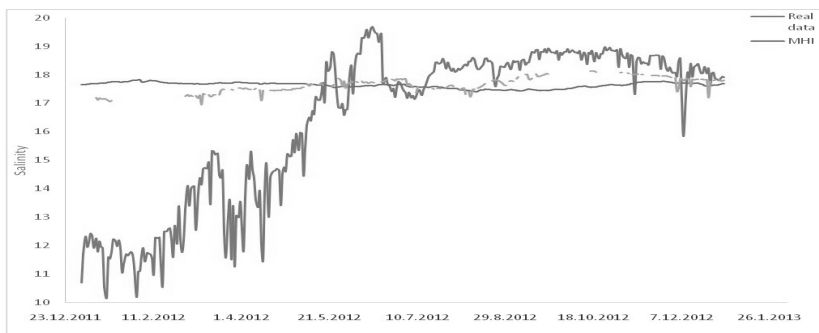


Рис. 8. Временной ход солёности (ГМС «Туапсе», модели МГИ и RuRem).

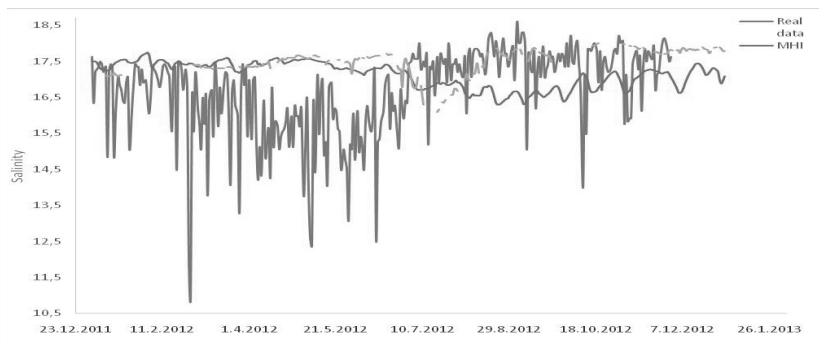


Рис. 9. Временной ход солёности (ГМС «Сочи», модели МГИ и RuRem).

Таблица 4.

Параметры рядов наблюдений и диагностических расчетов солёности поверхности моря по моделям МГИ и RuRem

	Mid			RMS					R	
	ГМС	МГИ	RuR	ГМС	МГИ	RuR	ГМС-МГИ	ГМС-RuR	ГМС-МГИ	ГМС-RuR
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Новорос-сийск	16.18	17.86	17.77	0.47	0.07	0.22	1.75	1.74	0.39	0.20
Геленджик	17.79	17.83	17.78	0.64	0.07	0.22	0.59	0.64	0.48	0.14
Туапсе	16.42	17.63	17.65	2.69	0.10	0.26	3.00	2.25	-0.62	0.75
Сочи	16.67	17.13	17.49	1.21	0.37	0.36	1.49	1.74	-0.48	0.39

С учетом слишком большой разницы между наблюдаемыми и модельными данными, оценки качества прогнозов не имеют смысла.

AQUALOG. Температура

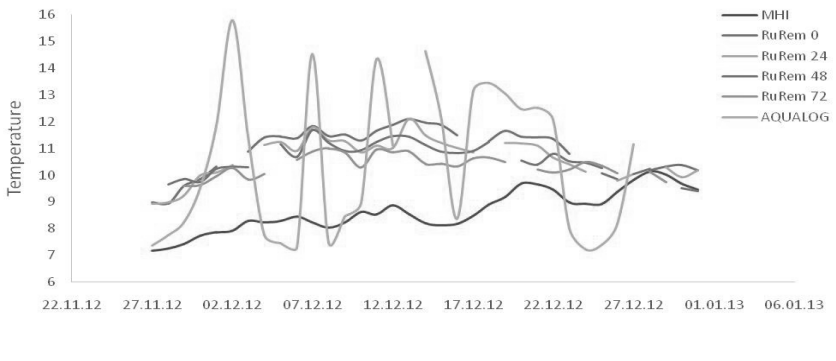


Рис. 10. Временной ход температуры на глубине 50 м (AQUALOG, модели МГИ и RuRem).

Таблица 5.

Параметры рядов наблюдений и диагностических расчетов температуры на глубине 50 м по моделям МГИ и RuRem

Depth	Mid			RMS					R	
	AQL	МГИ	RuR	AQL	МГИ	RuR	AQL-МГИ	AQL-RuR	AQL-МГИ	AQL-RuR
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
50 m	10.44	8.50	11.03	2.74	0.70	0.90	3.38	2.40	0.21	0.51

Таблица 6.

Оценки прогнозов температуры на глубине 50 м по модели RuRem

Depth	Rel	Rel	Rel
Время прогноза	24	48	72
1	2	4	6
50 m	0.36	0.39	0.38

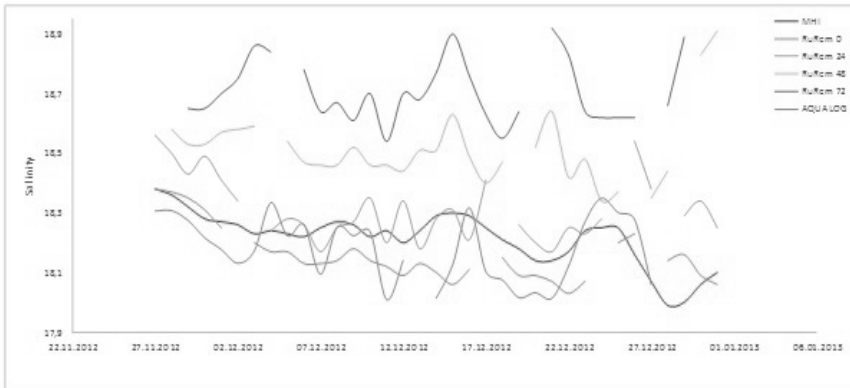


Рис. 11. Временной ход солёности на глубине 50 м (AQUALOG, модели МГИ и RuRem).

Таблица 7.

Параметры рядов наблюдений и диагностических расчетов солёности на глубине 50 м по моделям МГИ и RuRem

Depth	Mid			RMS					R	
	AQL	МГИ	RuR	AQL	МГИ	RuR	AQL - МГИ	AQL - RuR	AQL - МГИ	AQL - RuR
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
50 m	18.18	18.24	18.17	0.109	0.064	0.097	0.113	0.100	0.49	0.55

Таблица 8.

Оценки прогнозов солёности на глубине 50 м по модели RuRem

Depth	Rel	Rel	Rel
Время прогноза	24	48	72
1	2	4	6
50 m	16.0	42.7	51.9

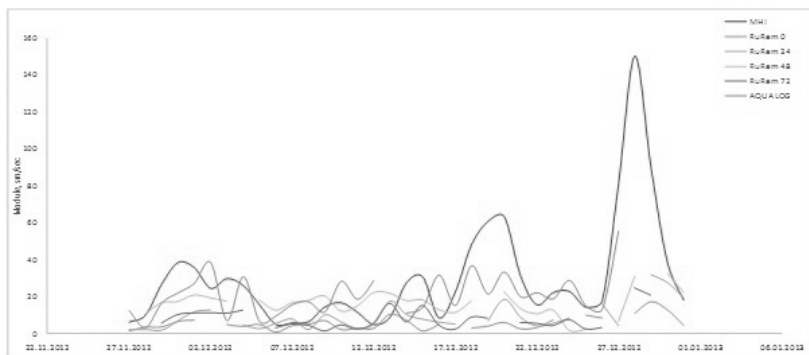


Рис. 12. Временной ход модуля скорости течений на глубине 50 м (AQUALOG, модели МГИ и Rurem).

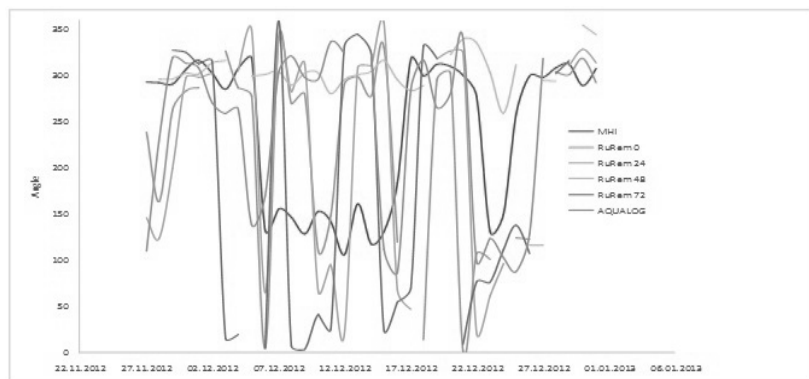


Рис. 13. Временной ход направления течений на глубине 50 м (AQUALOG, модели МГИ и Rurem).

Таблица 9.

Параметры рядов наблюдений и диагностических расчетов модуля скорости течений на глубине 50 м по моделям МГИ и RuRem

Depth	Mid			RMS					R	
	AQL	МГИ	RuR	AQL	МГИ	RuR	AQL - МГИ	AQL - RuR	AQL - МГИ	AQL - RuR
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
50 m	21	24	7	11	19	4	15	16	0.59	0.21

Таблица 10.

**Оценки прогнозов модуля скорости течений
на глубине 50 м по модели RuRem**

Depth	Rel	Rel	Rel
Время прогноза	24	48	72
1	2	4	6
50 m	0.13	0.09	0.23

Таблица 11.

**Параметры рядов наблюдений и диагностических расчетов направления
скорости течений на глубине 50 м по моделям МГИ и RuRem**

Depth	Mid			RMS					R	
	AQL	МГИ	RuR	AQL	МГИ	RuR	AQL- МГИ	AQL - RuR	AQL - МГИ	AQL - RuR
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
50 m	238	232	210	92	81	107	121	129	0.05	0.24

Таблица 12.

**Оценки прогнозов направления скорости течений
на глубине 50 м по модели RuRem**

Depth	Rel	Rel	Rel
Время прогноза	24	48	72
1	2	4	6
50 m	0.02	0.02	0.01

Заключение

В качестве комментария результатов сравнения данных моделирования и контактных измерений температуры и солености на ГМС следует подчеркнуть следующее. Спутниковые измерения температуры поверхности моря являются входными параметрами алгоритма усвоения данных температуры поверхности моря (ТПМ) в модели МГИ. Этим обусловлена высокая точность и коррелированность модельных и измеренных данных (низкие значения параметра Rel и весьма высокие коэффициенты корреляции, более 90 %). Поскольку использовались данные реанализа (то есть пересчета с учетом данных измерений) на основе крупномасштабной модели, сравнение ее данных с данными ГМС нередко дают ненамного, но лучшие оценки в сравнении с региональной моделью.

В то же время корректировка модельных данных солености в алгоритме усвоения основана на автоматичности профилей солености и ее корректировке по данным спутниковой альтиметрии, что достаточно корректно в глубоководных

водной области моря, но фактически не применимо в прибрежной. Поэтому диагноз и прогноз солёности по обеим моделям для прибрежных участков нельзя признать удачным.

Сравнение модельных данных температуры и солёности с данными комплекса AQUALOG свидетельствует о заметном преимуществе использования мелкомасштабной модели. Как и в случае сравнения с данными ГМС, прогноз солёности в данном случае оказывается менее качественным в сравнении с модельными данными температуры.

Оценки моделирования течений в сравнении с измерениями AQUALOG нельзя признать достаточно точными. Возможно, это вызвано в первую очередь тем, что данные наблюдений AQUALOG обладают весьма высокой изменчивостью и сравнивались «мгновенные» одновременные значения (на 00 GMT), приборные и модельные. Возможно, сглаживание данных может привести к иным результатам. То же можно сказать и о расчетах течений. Но следует отметить, что крупномасштабная модель дает лучшие результаты по модулю скорости (возможно, вследствие использования реанализа). Что касается направлений течений, то преимущество имеет мелкомасштабная региональная модель, поскольку она значительно лучше отражает синоптическую изменчивость динамики вод региона [1].

ESTIMATIONS OF THE ACCURACY OF SIMULATION OF THE THERMOCHALINE STRUCTURE AND DYNAMIC CHARACTERISTICS OF THE NORTH-EASTERN PART OF THE BLACK SEA IN COMPARISON WITH CONTACT OBSERVATION DATA

Grigoriev A.V., Zatsepin A.G., Vorontsov A.V., Kubryakov A.I., Shapoval K.O.

Estimations of the accuracy of simulation of thermohaline and dynamic characteristics of north-eastern part of the Black Sea based on the basin-scale (MHI) and regional (POM) models are given. The model data are compared with the data of marine hydrometeorological stations (HMS) on Russian Caucasian sea coasts and with data collected with the probe complex AQUALOG of the IO RAS (the Blue Bay region, Gelendzhik).

Литература

1. Григорьев А.В. Моделирование динамики вод прибрежной зоны Черного моря. // Труды ГОИН'а, вып. 216,- М, 2015, - с. 221-239.
2. Грузинов В.М., Борисов Е.В., Григорьев А.В. Прикладная океанография.- Обнинск: «Артифлекс», 2012, - 384 с.

3. Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К. Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихререзающей модели циркуляции Черного моря.// Морской гидрофизический журнал, 2004, № 1,- с. 52-68
4. Коротаев Г.К., Еремеев В.Н. Введение в оперативную океанографию Черного моря.– Севастополь: НПЦ "ЭКОСИ–Гидрофизика", 2006, - 382 с.
5. Кубряков А.И. Применение технологии вложенных сеток при создании системы мониторинга гидрофизических полей в прибрежных районах Черного моря. // Сб. научн. тр.: «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа». вып. 11, Севастополь, 2004, - с. 31-50
6. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean model in *Three Dimensional Shelf Model*.// *Coastal Estuarine Sci.*, vol.5, editor N. Heaps, AGU, Washington, D. C., 1987. - pp. 1-16.
7. A.V. Grigoriev, A.G. Zatsepin. Numerical Modeling of Water Dynamics of Russian Zone of the Black Sea within the Framework of Operational Oceanography Tasks.// *J. Coast. Dev.*, 2014, 17:1, <http://dx.doi.org/10.4172/1410-5217.1000387>
8. A.Kubryakov , G. Korotaev , Y. Ratner , A. Grigoriev , A. Kordzadze , S.Stefanescu, N. Valchev, R. Mateescu: The Black Sea Neashore Regions Forecasting System: operational implementation. Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges. Proceedings of the Fifth International Conference on Euro GOOS 20-22 May 2008, Exeter, UK. EuroGOOS Office, SMHI, Norkoping, Sweden, 2010, - pp. 293-296.
9. Kubryakov, A.I., Korotaev, G. K., Dorofeev, V. L., Ratner, Y. B., Palazov, A., Valchev, N., Malciu, V., Mateescu, R., and Oguz, T. Black Sea coastal forecasting system// *Ocean Sci.*, 8, - pp. 183-196, doi:10.5194/os-8-183-2012.

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ В ГОДЫ ЯВЛЕНИЯ ЛА-НИНЬЯ

Марчукова О.В., Воскресенская Е.Н.

Институт природно-технических систем, г. Севастополь

В настоящей работе идет речь о проявлениях событий Ла-Нинья в гидрометеорологических полях Азово-Черноморского региона. При этом упор делался на особенности рассматриваемых событий Ла-Нинья с учетом их пространственной классификации, где выделено два типа, различающихся по характеру распространения аномалии поверхностной температуры воды в экваториальной части Тихого океана. Показано, что через дальнедействующие связи крупномасштабные аномалии системы океан-атмосфера межгодового масштаба формируют характерные отклики в разных регионах Земли, в том числе, и в Азово-Черноморском регионе. На примере полей температуры воздуха, приземного давления и осадков описаны особенности климатических изменений в исследуемом регионе в контексте событий Ла-Нинья.

Введение

Эль-Ниньо – Южное Колебание (ЭНЮК) представляет собой квазипериодическое колебание (от двух до семи лет) температуры поверхности океана (ТПО) в экваториальной части Тихого океана [11, 12] и включает в себя два эпизода: теплый (Эль-Ниньо) и холодный (Ла-Нинья). ЭНЮК вызывает огромный интерес, как ученых, так и специалистов разных областей деятельности из-за своих глобальных климатических воздействий на окружающую среду, сопровождающихся негативными последствиями [8, 13]. Исследование глобального отклика на ЭНЮК в гидрометеорологических аномалиях по всему Земному шару является одной из самых актуальных тем изучения взаимодействия океана и атмосферы.

События Ла-Нинья, как правило, характеризуются экстремальным понижением ТПО, ростом индекса Южного Колебания и усилением пассатных ветров в экваториальной зоне Тихого океана. Интерес к изучению этих событий, в отличие от Эль-Ниньо, возник несколько позже. Долгое время Ла-Нинья рассматривали не как отдельный процесс, а как результат развития Эль-Ниньо [9]. Лишь в конце 1990-х, после события Ла-Нинья 1998–2000 гг., которое привело к катастрофическим последствиям по всему Земному шару, холодную фазу ЭНЮК стали изучать более внимательно [10]. Несмотря на общепринятый механизм описания этих событий, в работах [1, 14, 15] было показано, что существуют различия в самих Ла-Нинья. Поэтому *цель* настоящей работы – уточнить ранее проведенную классификацию событий Ла-Нинья и на ее осно-

ве установить закономерность влияния разных типов Ла-Нинья на формирование погодно-климатических аномалий в Азово-Черноморском регионе с 1914 по 2014 гг.

Азово-Черноморский регион расположен в средних широтах (41–47° с.ш.), относящихся к умеренным и субтропическим. Также он является восточным сектором Европы, которая достаточно чувствительно реагирует на сигналы феномена ЭНЮК. Более подробно о влиянии событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья на циркуляцию атмосферы в Европейском регионе изучалось в работах [3, 4, 7, 15]. В исследованиях [7, 15] был сделан акцент на то, что в годы Ла-Нинья происходит более выраженная изменчивость циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском регионе, по сравнению с годами Эль-Ниньо.

Значимое влияние на климат Азово-Черноморского региона оказывает прохождение циклонов или антициклонов. Летом экстремально высокие температуры связаны с влиянием Азорского антициклона. Зимой отрицательные температуры и ясную устойчивую погоду приносит вторжение отрога Сибирского антициклона [2]. Экстремально низкие отрицательные температуры и продолжительный устойчивый характер погоды наблюдаются при блокирующих ситуациях, когда Азорский и Сибирский антициклон развиты более чем обычно. Значимое влияние на аномалии климата Азово-Черноморского региона определяется прохождением циклонов из Атлантики или Средиземноморья. Циклоны обычно приносят дождливую неустойчивую погоду и более мягкие температурные условия [2].

Данные

Для выделения событий Ла-Нинья и их классификации были выбраны данные о среднемесячных значениях температуры поверхности океана массива *HadISST*, подготовленные в Метеорологическом офисе Гадлея (Великобритания) с шагом сетки $1^\circ \times 1^\circ$. Дополнительно анализировались также данные ТПО массивов *COBE SST2* (Японское метеорологическое агентство) с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ и *ERSST V4* (Национальное управление океанических и атмосферных исследований, США) с пространственным разрешением сетки $2^\circ \times 2^\circ$.

Анализ климатических аномалий в Азово-Черноморском регионе был выполнен при использовании следующих массивов:

- данные приземного давления и температуры воздуха реанализа 20 столетия (*20th Century Reanalysis V2c*) с шагом сетки $2^\circ \times 2^\circ$, за период 1871–2015 гг.;
- данные о количестве среднемесячных осадков из Глобального климатического центра по осадкам (*GPCC*) за период 1901–2010 гг. на пространственной сетке $1^\circ \times 1^\circ$.

Методика

Критерием, по которому выделялись холодные события ЭНЮК, был выбран индекс $Nino3.4+Nino3$, рассчитанный как естественная аномалия ТПО в регионе с координатами 5° с.ш. – 5° ю.ш. и 170° – 90° з.д. Если аномалия в этом регионе была меньше – минус $0,5^{\circ}$ С на протяжении хотя бы пяти месяцев подряд, то событие считалось Ла-Нинья. Дополнительно применялся индекс $Nino1+2$, который рассчитывался аналогичным образом в экваториальной зоне Тихого океана у западных берегов Южной Америки (0° – 10° ю.ш. и 90° – 80° з.д.).

Основной задачей при разработке методики классификации было получить объективное разделение событий Ла-Нинья по типам. Поэтому для выделенных событий Ла-Нинья была применена математическая классификация с использованием иерархического подхода к кластерному анализу методом Варда, на основе полей аномалий ТПО, наблюдаемых в момент максимальной фазы развития аномалии. Мерой тесноты связи было выбрано Эвклидово расстояние, определяемое по формуле:

$$d_{E_y} = \sqrt{\sum_{k=1}^m (x_{ik} - x_{jk})^2}, \quad (1)$$

где x_{ik} и x_{jk} значения k -й переменной на i -м и j -м расстоянии; m – число характеристик [5, 6].

Исследование откликов в Азово-Черноморском регионе было выполнено с помощью метода анализа композитов с учетом статистической значимости по критерию Стьюдента на 95% уровне для трех основных гидрометеорологических характеристик – приземного давления, температуры воздуха и осадков. Композиты строились для каждого месяца с декабря 0-го года по ноябрь +1 года для полученных типов Ла-Нинья с 1914 по 2014 гг.

Результаты и анализ

С использованием описанной выше методики за анализируемый период было выделено 18 событий Ла-Нинья. Иерархический метод кластерного анализа с учетом двух основных характеристик (значением аномалии в период максимальной фазы развития и значением координат места локализации аномалии) выделил два типа Ла-Нинья. Первый тип получил название Восточно-Тихоокеанский тип Ла-Нинья (ВТ), так как его максимально отрицательная аномалия в период зрелой фазы формировалась на востоке экваториальной части Тихого океана. А второй тип Ла-Нинья был назван, как Центрально-Тихоокеанский тип Ла-Нинья, так как его максимально-отрицательная аномалия формировалась в центре.

Среди полученных 18 событий было получено 11 ЦТ Ла-Нинья (1924–1925, 1933–1934, 1949–1950, 1973–1974, 1975–1976, 1984–1985, 1988–1989, 1995–1996, 1999–2000, 2010–2011, 2011–2012 гг.) и 7 ВТ Ла-Нинья (1916–1917, 1938–1939, 1942–1943, 1954–1956, 1964, 1970–1972, 2007–2008 гг.).

Анализ аномалий метеорологических характеристик, наблюдаемых при Ла-Нинья разных типов

Как уже было написано выше, анализ типичных аномалий гидрометеорологических характеристик, обусловленных событиями Ла-Нинья двух типов, проводился последовательно для каждого месяца.

Восточный тип Ла-Нинья. В ноябре и декабре выраженных значимых аномалий в Черноморском регионе не наблюдается. В январе отмечаются значимые на 95% статистическом значимом уровне аномалии давления. На Рис. 1(а) видно, что на северо-востоке Азово-Черноморского региона образуется положительная аномалия приземного давления от 0,5 до 2 мб и отрицательная (-1 мб) – на юго-западе. Подобный характер поля может говорить о переносе холодных северных воздушных масс с континентальной части России, в связи с усилением Сибирского антициклона. Однако, посмотрев более глобальные карты откликов в Атлантико-Европейском регионе, был сделан вывод, что при Восточном типе Ла-Нинья идет усиление отрицательной фазы Восточно-Атлантического Колебания (ВАК) в зимний период, приводит к холодным зимам в Восточной Европе и к поздней весне во всем Европейском регионе. Это хорошо прослеживается в полях аномалий температуры воздуха, где показаны значимые отрицательные аномалии от -0,5 до -2,5°C на северо-востоке Азово-Черноморского региона (Рис.1(б)). Можно сказать, что в январе Ла-Нинья Восточного типа не оказывает влияния на Крымский полуостров, а Черноморское и Азовское побережье Краснодарского края ждет суровое похолодание из-за начала усиления отрицательной фазы ВАК. В феврале наблюдается значимая положительная аномалия давления в центре, на юге и юго-западе Азово-Черноморского региона в пределах значений от 0,5 до 2,5 мб. Полученная аномалия давления в феврале сопровождается аномальным понижением среднемесячной температуры воздуха с центром аномалии на северо-западе, где температура понижается более чем на -2°C (Рис. 1(в) и (г)).

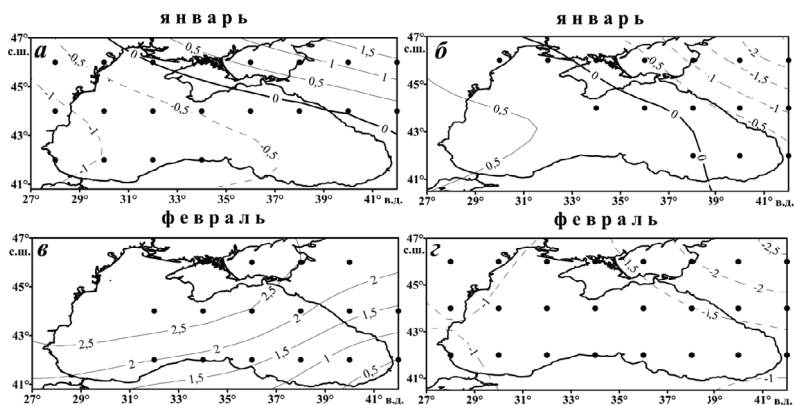


Рис. 1. Композиты аномалий приземного давления (а, в) в миллибарах и композиты аномалий температуры воздуха (б, г) в градусах Цельсия в годы событий Ла-Нинья Восточного типа (7 событий) по данным реанализа 20 столетия. Точками отмечена статистическая значимость на 95 % уровне, пунктиром – отрицательные значения, сплошной – положительные.

В весенний, летний и осенний сезоны значимые аномалии в исследуемых гидрометеорологических характеристиках не выражены. Интересно отметить, что через год после окончания Восточного типа Ла-Нинья наступает аномально теплая зима (до $+3,5^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке) со значимостью выше 95% по критерию Стьюдента, которая также сопровождается аномальным падением среднемесячных значений приземного давления до -4 мб (карта не приводится).

Таким образом, *Восточный тип Ла-Нинья* в январе сопровождается понижением среднемесячной температуры воздуха на величину до $-2,5^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке Азово-Черноморского региона, а в феврале - аномальным похолоданием более чем на -2°C на северо-западе, что согласуется со структурой аномалий в поле приземного давления.

В годы *Центрального типа Ла-Нинья* его значимые проявления наблюдаются с декабря. В этот месяц значимая отрицательная аномалия давления с эпицентром на западе, величина которой превышает 1мб. Подобное расположение аномалии может говорить о смещении траектории Средиземноморских и Атлантических циклонов, классически проходящих через исследуемый регион. И действительно, в годы Ла-Нинья Центрального типа идет усиление положительной фазы Северо-Атлантического колебания (САК) в зимний период, что приводит к смещению Средиземноморских и Атлантических циклонов на север [15]. Аномалии давления отражаются в значимых аномалиях осадков (Рис.1 (а) и (б)).

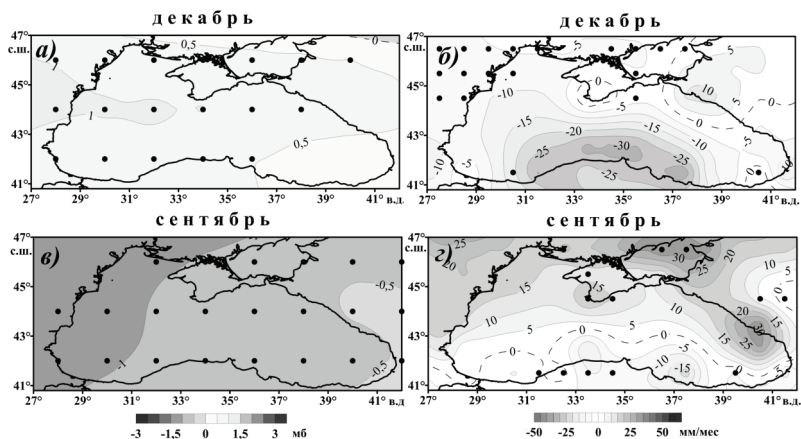


Рис. 2. Композиты аномалий приземного давления по данным реанализа 20 столетия (а, в) и композиты аномалий осадков по данным GPCC (б, г) в годы событий Ла-Нинья Центрального типа (11 событий). Точками отмечена статистическая 95 % значимость.

Два холодных месяца – январь и февраль – сопровождаются статистически значимой положительной аномалией давления до 2 мб в северо-западной части Черноморского региона (см. Рис.3(а) и (в)). Причем, в течение этих двух месяцев аномальное похолодание распространяется на весь исследуемый регион благодаря усилению Азорского антициклона и ростом индекса САК (см. Рис 2 (б) и (г)). В отличие от Восточного типа, весна в Черноморском регионе начинается в апреле с аномального потепления до 1,5°C на 85 % статистическом уровне значимости. В сентябре наблюдается положительная значимая аномалия давления, как правило, сопровождается прохождением атлантических циклонов (Рис. 1 (в) и (г)). Аномалии осадков, как на побережье Крыма, так и на Азовском море, могут достигать в среднем от 15 до 30 мм в месяц. Это достаточно большие величины, если учесть, что среднее сентябрьское количество осадков в Крыму и на Азове не превышает 40–50 мм в месяц. Анализ композитов исследуемых гидрометеорологических характеристик в другие месяцы не выявил существенно-значимых аномалий.

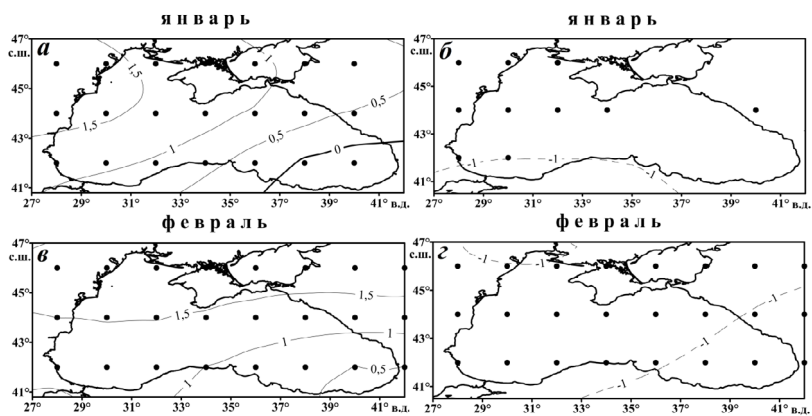


Рис. 3. Композиты аномалий приземного давления (а, в) в миллибарах и композиты аномалий температуры воздуха (б, г) в градусах Цельсия в годы событий Ла-Нинья Центрального типа (11 событий) по данным реанализа XX столетия. Точками отмечена статистическая значимость на 95 % уровне. Точками отмечена статистическая значимость на 95 % уровне, пунктиром – отрицательные значения, сплошной – положительные.

Выводы

Проведенные в работе исследования позволили выявить на статистически значимом уровне гидрометеорологические аномалии в Азово-Черноморском регионе, связанные с событиями Ла-Нинья в их «+1 год», принимая во внимание наличие среди них двух типов – Восточного и Центрального.

Восточному типу Ла-Нинья свойственно усиление отрицательной фазы ВАК в зимний период, что приносит аномально-холодную зиму в Азово-Черноморский регион в результате развития антициклонической деятельности над Восточной Европой.

В «+1» годы Центрального типа Ла-Нинья, климатические условия в изучаемом регионе характеризуются достаточно сухим и холодным декабром, который сменяется аномально низкими температурами в январе и феврале во всем Азово-Черноморском регионе за счет усиления антициклонической активности над Черноморским регионом из-за увеличения индекса САК. А следующая особенность этого года – наступление ранней дождливой осени в сентябре.

Работа выполнена в Федеральном государственном научном учреждении «Институте природно-технических систем РАН» при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-35-00186 мол_а.

HYDROMETEOROLOGICAL ANOMALIES IN THE AZOV-BLACK SEA REGION DURING LA NINA YEARS

Marchukova O.V., Voskresenskaya E.N.

The present work is about La Nina manifestations in the hydrometeorological fields of the Azov-Black Sea region. The emphasis is placed on the La Nina peculiarities taking into account their spatial classification, which is shown a presence of two types, differing by the nature sea surface temperature anomaly spreads in the equatorial Pacific. It is shown that large-scale anomalies of the ocean-atmosphere communication system on the interannual scale form characteristic responses in Earth different regions, including Azov-Black Sea region, through teleconnections. Features of climate change in the study region are described in the context of the La Nina events for examples of temperature fields, surface pressures and precipitations.

Литература

1. Воскресенская Е.Н., Марчукова О.В. Качественная классификация событий Ла-Нинья // Мор. гидрофиз. журн. 2015. №3. с. 15-26.
2. Кузьминская Г.Г. Черное море // Краснодар. Книжное издательство. 1977. 96 с.
3. Мохов И.И., Смирнов Д.А. Исследование взаимного влияния процессов Эль-Ниньо – Южное колебание и Северо-Атлантического и Арктического колебаний // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. т. 42. № 5. с. 650-667.
4. Нестеров Е.С. Изменчивость характеристик атмосферы и океана в атлантико-европейском регионе в годы событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья // Метеорология и гидрология. 2000. № 8. с. 74-83.
5. Орлов А.И. Математические методы теории классификации // Научный журнал КубГАУ. 2014.т. 7. № 91. с. 1-28.
6. Орлов А.И. Нечисловая статистика // Москва. М3-Пресс. 2004. 513 с.
7. Dong B.-W., Sutton R.T. et al. Predictable winter climate in the North Atlantic sector during the 1997-1999 ENSO cycle // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. №. 7. p. 985-988.
8. Fu C.B., Diaz H., Fletcher J. Characteristics of the response of sea surface temperature in the central Pacific associated with the warm episodes of the Southern Oscillation // Mon Weather Rev. 1986. № 114. p. 1716-1738.

9. Glantz M.H. A La Nina Summit: A Review of the Causes and Consequences of Cold Events // Boulder. Environmental and Societal Impacts Group, NCAR. 1998. 43 p.
10. Glantz M.H. La Nina and its impacts: facts and speculations // New York. The United Nations University. 2002. 313 p.
11. 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.
12. Philander S.G. El Niño, La Niña and the Southern Oscillation // San Diego, CA. Academic Press. 1990. 289 p.
13. Rasmusson E.M., Wallace J.M. Meteorological aspects of El Nino/Southern Oscillation // Science. 1983. № 222. p. 1195-1202.
14. Yuan Y., Yan H. M. Different types of La Nina events and different responses of the tropical atmosphere// Chin. Sci. Bull. 2013. V. 58. № 3. p. 406-415.
15. Zhang W., Wang L., Xiang B., et. al. Impacts of two types of La Niña on the NAO during boreal winter // Climate Dynamics. 2014. V. 44. p. 1351-1366.

ИССЛЕДОВАНИЕ МЕЗО- И СУБМЕЗОМАСШТАБНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С ВЫСОКИМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

Дымова О.А.

Морской гидрофизический институт РАН (МГИ)

На основе модели МГИ проведено три прогностических эксперимента по численной реконструкции циркуляции в Черном море. Расчеты выполнены с горизонтальным разрешением 1,6 км и с учетом реального атмосферного воздействия за 2006, 2011, 2013 гг. В поле течений воспроизведены вихри, имеющие характерные мезомасштабные и субмезомасштабные пространственно-временные параметры. Показано, что реконструированные гидрофизические поля соответствуют данным наблюдений. Наиболее интенсивное образование вихрей с масштабами менее 10 км и орбитальными скоростями 20–30 см/с наблюдалось в окрестностях Крымского полуострова, в северо-восточной и юго-восточной частях моря. Вихревые структуры в шельфовых зонах формировались во все сезоны при слабых ветрах любого направления. Их размеры зависели от глубины и протяженности шельфа, а также от величины береговых выступов. На основе анализа пространственно-временной изменчивости гидрофизических характеристик и энергетических потоков получено, что в Черном море преобладают два основных механизма формирования мезо- и субмезомасштабных вихрей. Первый – это бароклинная неустойчивость, возникающая при увеличении горизонтального градиента плотности за счет подъема/опускания вод на периферии крупных вихрей или течений. Второй механизм – это обтекание неоднородностей берега набегающим торозящим потоком, скорость которого превышает 40 см/с.

Введение

Многочисленные современные спутниковые и контактные [17, 18] наблюдения подтверждают существование в океанах и морях круговых динамических структур с характерными масштабами по пространству порядка нескольких километров и временем жизни от нескольких суток до недель. Относительно локального бароклинного радиуса деформации Россби R_d их разделяют на мезомасштабные квазигеострофические вихри, для которых число Россби Ro гораздо меньше единицы, а размер больше R_d и субмезомасштабные агеострофические вихри, радиус которых меньше радиуса R_d , а Ro порядка единицы [22]. Такие вихри вносят значительный вклад в процессы переноса тепла, массы, импульса, особенно в прибрежной зоне, поэтому их изучение представляет большой интерес. Так как по объективным причинам спутниковые методы не могут предоставить непрерывные по времени и про-

странству данные об изменчивости динамики вод, то одним из наиболее востребованных инструментов её изучения является компьютерное моделирование.

Для Черного моря построен/адаптирован целый ряд вихререзрешающих моделей, позволяющих воспроизводить пространственно-временную изменчивость на масштабах от сотен метров до нескольких километров [1, 14, 16, 23]. В рамках европейского проекта «MyOcean» проведено сравнение результатов численных экспериментов по реконструкции циркуляции с разрешением от 5 до 8 км по горизонтали, выполненных с использованием моделей POM [4], NEMO [5] и МГИ [10]. Авторы указывают, что горизонтальное разрешение существенно влияет на качество воспроизведения гидрофизических характеристик. К настоящему времени в соответствии с мировой тенденцией к увеличению разрешения моделей океана в целом ряде работ [12, 19, 24] сделан акцент на изучение мезо- и субмезомасштабной динамики в Черном море методами математического моделирования.

Целью работы было реконструировать циркуляцию Черного моря с высоким пространственным разрешением и с учетом реального атмосферного воздействия и на основе анализа полученных гидрофизических полей исследовать возможные физические механизмы формирования мезо- и субмезомасштабных вихрей. Актуальность работы обусловлена необходимостью увеличения разрешающей способности модели, что связано с задачами рационального природопользования и мониторинга состояния прибрежных акваторий Азово-Черноморского региона.

Методы исследования

Численные эксперименты выполнены с помощью нелинейной вихререзрешающей модели МГИ [2]. Модель основана на полной системе уравнений гидротермодинамики океана в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды. Уравнения модели записаны в декартовой системе координат:

$$u_t - (\xi + f)v + wu_z = -g\zeta_x - \frac{1}{\rho_0}(P^1 + E)_x + (v_V u_z)_z - v_H \nabla^4 u, \quad (1)$$

$$v_t + (\xi + f)u + wv_z = -g\zeta_y - \frac{1}{\rho_0}(P^1 + E)_y + (v_V v_z)_z - v_H \nabla^4 v, \quad (2)$$

$$P = g\rho_0\zeta + g\int_0^z \rho d\mu = g\rho_0\zeta + P^1, \quad (3)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0, \quad (4)$$

$$\zeta_t + \int_0^H (u_x + v_y) dz = (Pr - Ev) / \rho_1, \quad (5)$$

$$T_t + (uT)_x + (vT)_y + (wT)_z = -\kappa_H \nabla^4 T + (\kappa_T T_z)_z, \quad (6)$$

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = -\kappa_H \nabla^4 S + (\kappa_S S_z)_z, \quad (7)$$

$$\rho = \rho_0 + \alpha_1^T T + \alpha_1^S S + \alpha_2^T T^2 + \alpha^{ST} ST, \quad (8)$$

где Pr – осадки, Ev – испарение, v_V , v_H – коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости, соответственно, κ_H – коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии тепла и соли, κ_T – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла, κ_S – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии соли, ζ – относительный вихрь скорости, E – кинетическая энергия, остальные обозначения общеприняты [2]. Динамика поверхности моря (5) определяется в рамках применения линеаризованного кинематического условия $w = -\zeta_t + \frac{Pr - Ev}{\rho_1}$, вследствие чего мы можем исследовать быстрые нестационарные процессы. Турбулентные слагаемые в (1), (2), (6), (7) описываются бигармоническим оператором, что сделано в целях обеспечения стабильности численного решения. Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии в (1), (2), (6), (7) рассчитываются с использованием параметризации Меллора-Ямады 2.5 [20].

Для системы уравнений (1)–(8) краевые условия на поверхности $z = 0$ записаны в виде:

$$v_V u_z = -\tau^x, \quad v_V v_z = -\tau^y, \quad \kappa_T T_z = Q^T, \quad \kappa_S S_z = \frac{Pr - Ev}{\rho_1} S_0 + \beta(S_0 - S^{cl}), \quad (9)$$

где τ^x, τ^y – компоненты вектора касательного напряжения трения ветра, Q^T – поток тепла, S_0 – поверхностная соленность, S^{cl} – климатическая соленность, β – параметр релаксации.

На дне $z = H(x, y)$:

$$u = v = w = 0, \quad T_z = 0, \quad S_z = 0. \quad (10)$$

На твердых боковых стенках:

для меридиональных участков границы

$$u = 0, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \quad T_x = 0, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad S_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0, \quad (11)$$

для зональных участков границы

$$v = 0, \nabla^2 v = 0, u_y = 0, \nabla^2 u_y = 0, T_y = 0, (\nabla^2 T)_y = 0, S_y = 0, (\nabla^2 S)_y = 0. \quad (12)$$

На участках границы, где вода втекает, используются условия Дирихле: для меридиональных участков

$$u = u^p, \nabla^2 u = 0, v_x = 0, \nabla^2 v_x = 0, T = T^p, S = S^p, (\nabla^2 T)_x = 0, (\nabla^2 S)_x = 0, \quad (13)$$

для зональных участков

$$v = v^p, \nabla^2 v = 0, u_y = 0, \nabla^2 u_y = 0, T = T^p, S = S^p, (\nabla^2 T)_y = 0, (\nabla^2 S)_y = 0. \quad (14)$$

Для верхнебосфорского течения и для Керченского пролива, когда течение направлено из Черного моря в Азовское:

$$v = v^s, \nabla^2 v = 0, u_y = 0, \nabla^2 u_y = 0, T_y = 0, S_y = 0, (\nabla^2 T)_y = 0, (\nabla^2 S)_y = 0. \quad (15)$$

В (13)–(15) введены следующие обозначения: u^p, v^p, v^s – скорость в устьях рек и проливах, соответственно, T^p, S^p – температура и соленость в реках.

Конечно-разностный аналог системы дифференциальных уравнений (1)–(8) построен на сетке C [8]. Дискретные уравнения являются точным следствием конечно-разностной формулировки модели, что обеспечивает выполнение основных интегральных соотношений и законов сохранения.

Для исследования механизмов генерации вихрей в модели рассчитывались также компоненты бюджетов кинетической (КЭ) и потенциальной энергии (ПЭ). Для этого система (1)–(8) была дополнена уравнениями изменения КЭ и ПЭ:

$$E_t + [u(g\zeta + P^i + E)]_x + [v(g\zeta + P^i + E)]_y + [w(g\zeta + P^i + E)]_z = g\rho w + v_V(uw_z + vv_z)_z - v_V(u_z^2 + v_z^2) - v_H(\nabla^4 u + \nabla^4 v), \quad (16)$$

$$\Pi_t + (u\Pi)_x + (v\Pi)_y + (w\Pi)_z = -g\rho w - \kappa_H g z (\nabla^4 \rho - Q^H) - g(\kappa_{T,S} z \rho_z)_z + g(\kappa_{T,S} \rho)_z - g\rho (\kappa_{T,S})_z - g z \kappa_{T,S} Q^V. \quad (17)$$

где Π – ПЭ, Q^H, Q^V – слагаемые, возникающие при дифференцировании уравнения (8) вследствие его нелинейности, остальные обозначения аналогичны (1)–(8). Вывод уравнений (16), (17), их конечно-разностные аналоги, физи-

ческий смысл слагаемых (16), (17) подробно представлены в [3]. Приведем здесь описание двух компонентов баланса энергии, которые потребуются нам в дальнейшем изложении. Первое слагаемое в правой части (16) входит с обратным знаком в правую часть (17). Это есть работа силы плавучести, которая характеризует обмен между КЭ и ПЭ, положительная величина этого слагаемого означает переход энергии из потенциальной в кинетическую. Второе слагаемое в правой части (16) определяет приток КЭ от ветра и ее потерю в результате трения о дно. В [3, 11] показано, что работа силы ветра ($\tau \rightarrow E$) является одной из наиболее энергетически значимых компонент баланса КЭ.

Гидрофизические и энергетические поля рассчитывались на равномерной сетке с шагом по горизонтальным координатам 1,6 км, что позволило воспроизвести динамические структуры с масштабами меньшими радиуса деформации Россби, который для прибрежных зон Черного моря составляет в среднем 8 км. По вертикали использовалось 27 z-горизонтов с глубинами 2,5; 5; 10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 62,5; 75; 87,5; 100; 112,5; 150; 200м; далее через каждые 100 м до 500 м, затем через 200 м до 1700, 2100 м. Шаг по времени равнялся 96 сек. В первом численном эксперименте атмосферное воздействие задавалось по данным реанализа ALADIN (0,25°) за 2006 г. [15], во втором – реанализа SKIRON (0,1°) за 2011 г. [21], в третьем – реанализа ERA-Interim (0,75°) за 2013 г. [9]. В первом и втором экспериментах на верхнем расчетном горизонте каждые сутки усваивались температура поверхности моря. Граничные поля были линейно интерполированы на модельную сетку. Для задания температуры, солёности и скорости в устьях рек и проливах использовались климатические данные, в верхнебосфорском течении температура и солёность та же, что и в море. В нижнебосфорском потоке солёность принималась равной 25 ‰ и температура – 12°С, что соответствует среднегодовым показателям вод Мраморного моря. Принималось, что верхнее течение в Босфоре распространяется до глубины 27,5 м, нижнее – до 68,75 м. Коэффициенты при бигармонических операторах в (1), (2) и (6), (7) выбраны соответственно $\nu^H = 10^{16}$ см⁴/с, $\kappa^H = 5 \cdot 10^{14}$ см⁴/с.

В начальный момент времени задавались поля уровня, температуры, солёности и скоростей течений. В модели использована процедура квазигеострофического приспособления.

Результаты и обсуждение

По итогам трех численных экспериментов были реконструированы трехмерные поля течений, температуры, солёности, поле уровня, а также энергетические составляющие в 2006, 2011 и 2013 гг. Для верификации результатов всех расчетов было проведено сопоставление со спутниковыми и контактными данными наблюдений. В качестве примеров на Рис. 1 приведены результаты

верификации модельных значений температуры летом 2006 г. и модуля скорости течений в январе 2011 г. На Рис. 1а показаны средние профили температуры, рассчитанные по модели и измеренные (дрифтер №56092, 04.07.06–13.09.06, [7]), которые были осреднены по всем точкам траектории дрифтера (69 измерений). На Рис. 1б представлен модуль скорости течений на глубине 3,2 м для января 2011 г. по данным ADCP-измерений и расчета по модели DHI MIKE [12, Рис. 3] и аналогичные данные в той же точке, рассчитанные по модели МГИ.

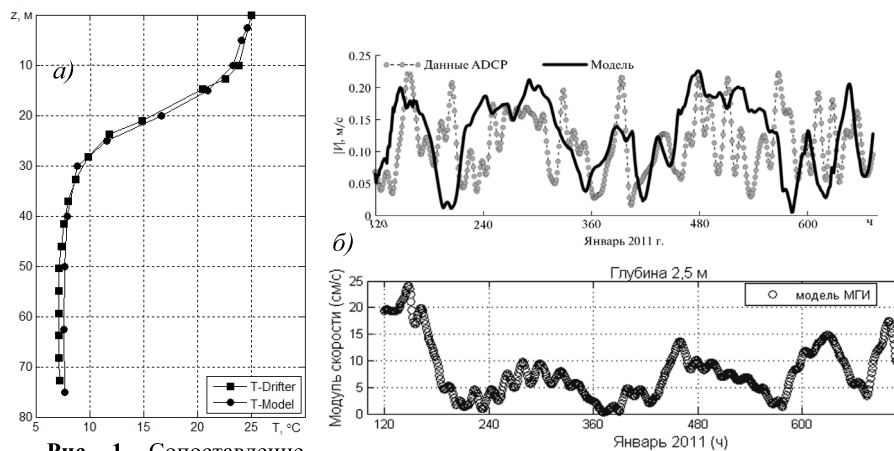


Рис. 1. Сопоставление

расчетных полей с данными наблюдений: *a* – модельные и измеренные профили температуры ($^{\circ}\text{C}$), осредненные за период 04.07.06 – 13.09.06; *б* – модуль скорости поверхностных течений по результатам работы [12, (Рис. 3)] (верхняя панель, м/с) и по данным модели МГИ (нижняя панель, см/с) в январе 2011 г.

Сравнение с измеренными профилями температуры (и солёности), а также сопоставление со снимками концентрации хлорофилла показало хорошее соответствие модельных и натурных данных для 2006 г. [3]. Для 2011 г. наблюдается качественное соответствие временной изменчивости натурных и расчетных скоростей. Отличие пиковых значений модуля скорости можно объяснить влиянием задаваемого в модели ветра, который определяет скорости течений на верхнем расчетном горизонте. При сопоставлении карт поверхностных течений со снимками концентрации хлорофилла и яркости восходящего излучения по данным спутника MODIS-AQUA [6] в весенне-летние сезоны 2011 и 2013 гг. также выявлено удовлетворительное совпадение с реальными данными.

В настоящей работе рассмотрены динамические характеристики циркуляции, полученные по результатам расчетов. Анализ полей скорости показал,

что в целом для Черного моря воспроизводятся известные из литературы и данных наблюдений особенности. Глубоководную часть охватывает крупномасштабный циклонический круговорот – Основное черноморское течение (ОЧТ), которое интенсифицируется в холодный период года и ослабевает в летний. По периферии ОЧТ квазипериодически формируются мезомасштабные вихри, воспроизводятся Севастопольский и Батумский антициклоны. Наиболее интенсивное образование мезо- и субмезомасштабных вихрей происходит на северо-западном шельфе, в окрестностях Крымского полуострова, около Кавказского и Анатолийского побережий. Преимущественно круговороты, формирующиеся в этих районах, имеют антициклонический знак завихренности, они возникают квазипериодически и переносятся ОЧТ по направлению движения. Время жизни таких вихрей составляет от десятков часов до нескольких суток, орбитальные скорости в среднем равны 20 – 30 см/с, величина чисел Россби варьируется от 0,5 до 1. Сравнение карт течений с картами полей ветра показало, что мезо- и субмезомасштабные вихревые структуры над кромкой шельфа формировались во все сезоны при слабых ветрах любого направления, когда модуль вектора касательного напряжения трения ветра не превышал $0,6 \text{ дин/см}^2$. При усилении ветра поверхностные течения совпадали с направлением ветра, струя ОЧТ прижималась к берегу и вихри с размерами, меньшими радиуса деформации Россби, в представленных экспериментах не развивались.

Рассмотрим детально типичную для прибрежных областей ситуацию на примере субмезомасштабного вихря, реконструированного у юго-восточного побережья Крыма в июне 2006 г. На 30.05.06 юго-восточнее мыса Меганом в поле скорости было обнаружено возмущение линий тока на периферии мезомасштабного антициклонического круговорота, принесенного с востока ОЧТ. Через сутки в поле скорости уже наблюдалось циклоническое вихревое образование, просуществовавшее три дня. Динамические характеристики этого вихря представлены в Таблице 1. Из Таблицы 1 видно, что в первые и вторые сутки вихрь являлся субмезомасштабным и агеострофическим: его размер был меньше R_d , а число Россби порядка единицы. Ко 2-ому июня за счет взаимодействия с более крупным мезомасштабным вихрем рассматриваемый круговорот увеличился в размерах, а 3-его июня в поле скорости он уже не наблюдался, по-видимому, диссипировав на шельфе.

Динамические характеристики вихрей

Дата	Радиус вихря R , км	Орбитальная скорость V_{orb} , см/с	R_0
31.05.06	2,3	16	0,72
01.06.06	3,6	22	0,87
02.06.06	5	28	0,56
06.04.11	4,5	40	0,88
07.04.11	5	41	0,81
08.04.11	7,7	35	0,45

Обзор литературы, посвященной исследованию причин возникновения мелкомасштабной изменчивости в прибрежных районах Мирового океана, говорит о том, что авторы выделяют четыре основных механизма генерации вихрей: неоднородность ветрового воздействия, неустойчивость струйных течений и течений на периферии крупных вихрей, неоднородность поля плотности, топографические и орографические эффекты. Для выявления механизмов формирования мезо- и субмезомасштабных вихрей, реконструированных в наших экспериментах, были проанализированы меридиональные сечения в полях солености и скорости, проходящие через центры вихрей. На Рис. 2 представлены некоторые модельные поля, рассчитанные на 01.06.06; вихрь, описанный выше, обозначен буквой «Ц» и стрелкой (Рис. 2а). На разрезе вдоль $35,3^\circ$ в.д. видно, что структура поля скорости однородна по глубине (Рис. 2б), а по горизонтали четко прослеживается смена знака вдольбереговой компоненты скорости: у берега вектор скорости направлен на запад и модуль скорости равен 10 см/с, в мористой части – поток имеет скорость более 20 см/с и направлен на восток. Вихрь проявляется до глубины 40 м. При этом в поле солености наблюдается увеличение изгиба изохалин над материковым склоном (Рис. 2в). Анализ временного ряда синхронных разрезов в полях солености и скорости показал, что первичной являлась аномалия плотности. Можно предположить, что механизм формирования рассматриваемого вихря следующий. В центре относительно мощного мезомасштабного антициклона происходит опускание вод, что вызывает перепад плотности между периферией и центром вихря. На Рис. 2в такой перепад ярко выражен у берега для изохалины 18 ‰ в слое 20–40 м. При этом увеличиваются отклонения изопикнических поверхностей и, следовательно, растет запас доступной потенциальной энергии. Для проверки нашего предположения были рассмотрены поля работы силы плавучести, которая определяет обмен между КЭ и ПЭ за счет доступной потенциальной энергии. Фрагмент такого поля на горизонте 30 м представлен на Рис. 2г. Видно, что в зоне, где локализован вихрь «Ц», величина работы

силы плавучести максимальна (темные участки), т.е. над кромкой шельфа происходит переход энергии из потенциальной в кинетическую и в поле скорости возникает вихрь. Таким образом, субмезомасштабный вихрь у мыса Меганом в начале июня 2006 г. сформировался вследствие развития процессов бароклинной неустойчивости. Были выявлены и рассмотрены аналогичные события для всех экспериментов. Указанный выше механизм работает преимущественно у Крымского побережья и в северо-западной части моря.

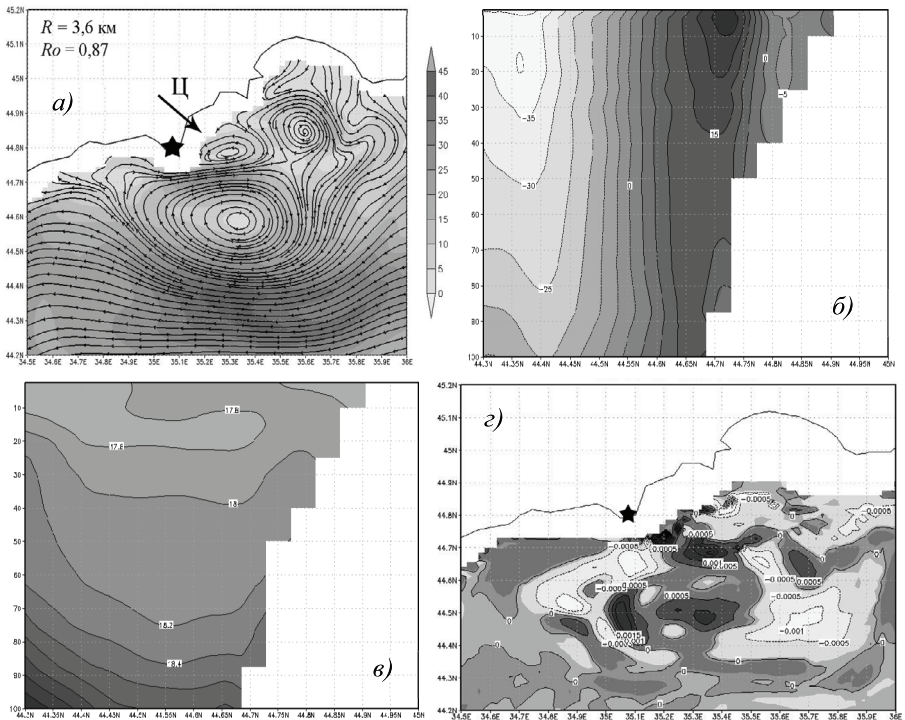


Рис. 2. Поля гидрофизических и энергетических характеристик 01.06.06 в районе м. Меганом (отмечен ★): а – линии тока на горизонте 2,5 м (см/с); б – вдольбереговая компонента скорости (см/с) на разрезе $35,3^\circ$ в.д.; в – соленность (‰) на разрезе $35,3^\circ$ в.д.; г – работа силы плавучести (эрг/с) на горизонте 30 м.

Другой процесс, приводящий к возникновению вихрей и проявления которого обнаружены в результатах наших экспериментов, – взаимодействие прибрежных течений с неоднородностями берега. Анализ поля скорости для всех расчетов показал, что при набегании вдольберегового потока со скоростью более 40 см/с на выступы берега (мысы) за ними образуются вихри.

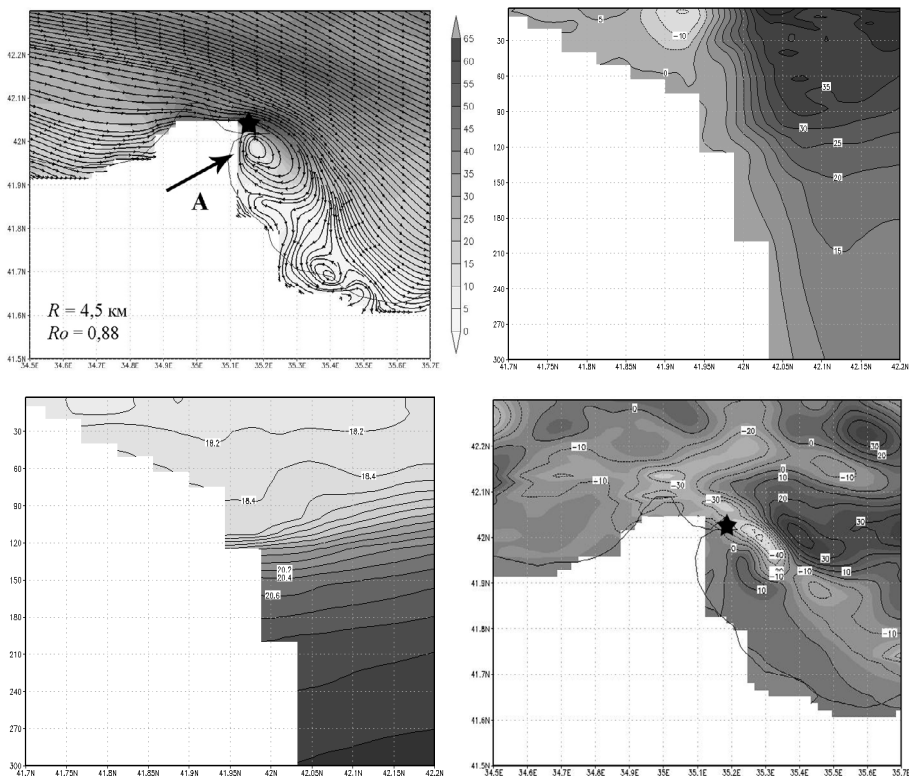


Рис. 3. Поля гидрофизических и энергетических характеристик 06.04.11 в районе м. Боз-Тепе (отмечен ★): *a* – линии тока на горизонте 2,5 м (см/с); *b* – вдольбереговая компонента скорости (см/с) на разрезе 35,25° в.д.; *в* – соленость (‰) на разрезе 35,25° в.д.; *г* – работа силы ветра (эрг/с) на горизонте 2,5 м.

Области, где наиболее часто наблюдаются подобные вихри, – это акватории Керченского и Гераклейского побережий п-ова Крыма, побережье Северного Кавказа, Анатолийское побережье восточнее 34° в.д. Причем, в южной части моря преимущественно возникают мезомасштабные вихри, что связано с пространственными размерами неоднородностей берега и топографией дна. В качестве примера рассмотрим динамику течений у мыса Боз-Тепе (Турция) в апреле 2011 г. В результате набегания на мыс потока ОЧТ со скоростью более 50 см/с в поле скорости 05.04.11 возникло возмущение линий тока. На следующие сутки за мысом сформировался вихрь (обозначен стрелкой и буквой «А» на Рис. 3а), который под воздействием ОЧТ интенсифицировался, оторвался от препятствия и начал перемещаться в восточном направлении. В Таб-

лице 1 представлены характеристики вихря с 6 по 8 апреля 2011 г. Видно, что к моменту формирования вихря число Россби было близко к единице (Рис. 3а), а диаметр соизмерим с радиусом деформации, т.е. вихрь можно называть субмезомасштабным. С течением времени вихрь увеличился в размере, орбитальные скорости уменьшились, и круговорот приобрел признаки уже мезомасштабного вихря. По глубине вихрь прослеживался до горизонта 30 м. Анализ изменения со временем полей солёности и вдольбереговой компоненты скорости на меридиональном разрезе вдоль $35,25^\circ$ в.д. показал, что причиной генерации вихря послужило торможение набегающего потока на расширяющемся за мысом шельфе в слое 0–60 м (Рис. 3б), в то время как в поле солёности значительных изменений наклона изопикн не наблюдалось (Рис. 3в). Они проявились несколько позже, когда вихрь был уже сформирован. Данный вывод хорошо согласуется с работами [13, 25]. В энергетическом аспекте было выявлено пространственное соответствие зон формирования мезомасштабных вихрей с минимумами работы силы ветра. Фрагмент поля $\tau \rightarrow E$ показан на Рис. 3г. Видно, что в районе мыса расположены зоны отрицательных значений работы силы ветра (светлые участки). Это означает, что течения и ветер направлены в противоположные стороны, т.е. ветер тормозит течения. Таким образом, антициклонической вихрь за мысом Боз-Тепе (Турция) в апреле 2011 г. сформировался вследствие обтекания препятствия тормозящим потоком. Анализ результатов наших расчетов подтвердил, что подобная картина наблюдалась для всех экспериментов в различных частях моря и описанный механизм работает только при слабых ветрах.

Заключение

В результате работы были рассчитаны гидрофизические поля Черного моря в 2006, 2011 и 2013 гг. с высоким пространственным разрешением. Анализ полей скорости течений показал, что модель МГИ с достаточной степенью точности воспроизводит мезомасштабные и субмезомасштабные особенности динамики с размерами менее 10 км. Результаты моделирования подтверждаются данными спутниковых и контактных наблюдений. Наиболее интенсивное образование мезомасштабных и субмезомасштабных вихрей наблюдается в прибрежных зонах между берегом и Основным черноморским течением в окрестностях Крымского полуострова, в северо-восточной и юго-восточной частях моря при слабых ветрах любого направления.

Анализ пространственно-временной изменчивости энергетических потоков, а также полей солёности и вдольбереговой компоненты скорости на вертикальных сечениях, проходящих через центры вихрей, показал, что в Черном море преобладают два основных механизма формирования прибрежных круговоротов. Первый – это бароклинная неустойчивость, возникающая при увеличении горизонтального градиента плотности за счет подъема/опускания вод

на периферии крупных вихрей или течений. В результате этого процесса увеличиваются наклоны изопикнических поверхностей, запас доступной потенциальной энергии растёт и её часть преобразуется в вихревую энергию. Вторым механизмом – это обтекание неоднородностей берега набегающим тормозящим потоком. Анализ данных эксперимента показал, что необходимым условием формирования подобных вихрей является резкое уменьшение глубины за препятствием (мысом), при этом скорость прибрежного течения должна быть более 40 см/с.

Работа выполнена по теме госзадания № 0827-2014-0011 «Исследования закономерностей изменений состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий».

INVESTIGATION OF THE BLACK SEA MESO- AND SUBMESOSCALE VARIABILITY BY THE RESULTS OF HIGH-RESOLVING NUMERICAL EXPERIMENTS

Dymova O.A.

We ran out three prognostic experiments to simulate the Black Sea circulation by MHI-model. Calculations were carried out with a horizontal resolution of 1.6 km and taking into account the real atmospheric forcing for the years 2006, 2011 and 2013. Eddies with characteristic mesoscale and submesoscale time-spatial parameters were reconstructed in the velocity fields. It is shown that modeling hydrophysical fields corresponds to observations data. The most intensive generation of eddies with the scale less than 10 km and orbital velocities 20–30 cm/s was observed in the neighborhood of the Crimean peninsula, in the north-eastern and south-eastern parts of the sea. Vortex structures in the shelf zones were formed in all seasons at weak winds of any direction. Their sizes depended on the depth and length of the shelf, as well as on dimensions of coastal capes. The analysis of spatial and temporal variability of hydrophysical features and energetic fluxes showed that two main mechanisms of coastal eddies formation were dominated in the Black Sea. The first mechanism is a baroclinic instability which arise with increasing horizontal density gradient in the periphery of large eddies or currents due to upping/lowering of water. The second mechanism is a driving round the shore inhomogeneities by braking current with velocity more than 40 cm/s.

Литература

1. 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.
2. Демьшев С.Г., Коротаяев 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.
3. Дымова О.А. Численный анализ динамики и энергетики мезомасштабных особенностей циркуляции Черного моря: дисс.на соиск. уч. степени канд. физ.-мат. наук. Севастополь, 2014, 151 с.
4. 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. 2004. В. 11. с. 31–50.
5. Мизюк А.И., Коротаяев Г.К., Ратнер Ю.Б. Адаптация модели NEMO для выполнения прогнозов в Черном море // Современное состояние и перспективы наращивания морского ресурсного потенциала юга России: тезисы докл. межд. науч. конф. (Кацивели, 15-18 сент. 2014 г.). Севастополь, 2014. с. 181–184.
6. Морской портал МГИ URL: http://dvs.net.ru/mp/data/main_ru.shtml#modis.
7. Толстошеев А.П., Лунев Е.Г., Мотыжев С.В. Анализ результатов натуральных экспериментов с термопрофилирующими дрейфующими буями в Черном море и других районах Мирового океана // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 5. с. 9–32.
8. Arakawa A. Lamb V.R. A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equation // Monthly Weather Review. 1981. V. 109(1). p. 18–36.
9. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2011. V. 137(656). p. 553–597.
10. Demyshev S.G. A numerical model of online forecasting Black Sea currents // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2012. V. 48(1). p. 120–132. doi: 10.1134/S0001433812010021.
11. Demyshev S.G., Dymova O.A. Analyzing intraannual variations in the energy characteristics of circulation in the Black Sea // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2016. V. 52(4). p. 386–393. doi: 10.1134/S0001433816040046.
12. Divinsky B.V., Kuklev S.B., Zatsepin A.G., Chubarenko B.V. Simulation of submesoscale variability of currents in the Black Sea coastal zone // Oceanology. 2015. V. 55(6). p. 814–819. doi: 10.1134/S000143701506003X.

13. Elkin D.N., Zatsepin A.G. Laboratory investigation of the mechanism of the periodic eddy formation behind capes in a coastal sea // *Oceanology*. 2013. V. 53(1). p. 24–35. doi: 10.1134/S0001437012050062.
14. Enriquez C., Shapiro G., Souza A., Zatsepin A. Hydrodynamic modelling of mesoscale eddies in the Black Sea // *Ocean Dynamics*. 2005. V. 55(5). p. 476–489. doi: 10.1007/s10236-005-0031-4.
15. Farda A., Déué M., Somot S. et al. Model ALADIN as regional climate model for Central and Eastern Europe // *Studia Geophysica et Geodaetica*. 2010. V. 54(2). p. 313–332. doi: 10.1007/s11200-010-0017-7.
16. Grayek S., Stanev E., Kandilarov R. On the response of Black Sea level to external forcing: altimeter data and numerical modelling//*Ocean Dynamics*. 2010.V. 60(1). p.123–140. doi: 10.1007/s10236-009-0249-7.
17. Karimova S. Spiral eddies in the Baltic, Black and Caspian seas as seen by satellite radar data // *Advances in Space Research*. 2012. V .50(8). p. 1107–1124. doi: 10.1016/j.asr.2011.10.027.
18. Klein P., Morrow R., Samelson R., Chelton D. et al. Mesoscale/sub-mesoscale dynamics in the upper ocean // *NASA Surface Water and Ocean Topography (SWOT)* URL: <http://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/missions/Swot>.
19. Korotenko K. Modeling mesoscale circulation of the Black Sea // *Oceanology*. 2015. V. 55(6). p. 820–826. doi: 10.1134/S0001437015060077.
20. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982. V. 20. p. 851-875. doi: 10.1029/RG020i004p00851.
21. NonHydrostatic SKIRON/Eta Modelling System URL: <http://forecast.uoa.gr/forecastnew.php>.
22. Thomas L.N., Tandon A., Mahadevan A. Submesoscale processes and dynamics / *American Geophysical Union*. 2008. V. 177. p. 3–8. doi: 10.1029/177GM04.
23. Zalesny V.B., Gusev A.V., Moshonkin S.N. Numerical model of the hydrodynamics of the Black Sea and the Sea of Azov with variational initialization of temperature and salinity // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2013. V. 49(6). p. 642–658. doi: 10.1134/S0001433813060133.
24. Zalesnyi V.B., Gusev A.V., Agoshkov V.I. Modeling Black Sea circulation with high resolution in the coastal zone // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2016. V. 52(3). p. 277–293. doi: 10.1134/S0001433816030142.
25. Zatsepin A.G., Baranov V.I., Kondrashov A.A., et al. Submesoscale eddies at the Caucasus Black Sea shelf and the mechanisms of their generation // *Oceanology*. 2011. V. 51(4). p. 554–567. doi: 10.1134/S0001437011040205.

БАНК ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ АЗОВСКОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ

*Дьяков Н.Н., Левицкая О.В., Липченко А.Е.,
Белогудов А.А., Мартынов Е.С.*

Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова
Севастопольское отделение (СО ГОИН)

На основе накопленных и систематизированных материалов наблюдений береговой сети гидрометеорологических станций и постов, морских экспедиционных исследований за более чем вековой период в Севастопольском отделении ГОИН создан региональный океанографический банк данных Азово-Черноморского бассейна, включающий метеорологические, гидрологические и гидрохимические данные.

Введение

В настоящее время в территориальных водах южных морей России возрастает хозяйственная деятельность, связанная с развитием прибрежной инфраструктуры, наращиванием транспортных потоков энергетических ресурсов, освоением газовых месторождений на шельфе морей, строительством мостового перехода в Керченском проливе. Интенсивное освоение шельфовой зоны морей требует достоверных знаний средних и экстремальных величин, пространственной и временной изменчивости метеорологических и гидрологических показателей состояния морской среды, обусловленных внешними природными факторами и антропогенным воздействием. Эти обстоятельства предъявляют повышенные требования к качеству гидрометеорологического обеспечения и информативности первичной океанографической информации.

Материал и методы

В послевоенный период, координацией научно-исследовательских работ в Азово-Черноморском бассейне занималось Севастопольское отделение Государственного океанографического института. В отделение поступали данные экспедиционных и береговых гидрометеорологических наблюдений, выполняемых в рамках различных исследовательских программ: до 1991 г. по всему Азовскому и Черному морям, в период с 1992 г по 2013 г. – в украинском секторе морей, а с 2014 по настоящее время в российских территориальных водах. На основе накопленных и систематизированных материалов в Севастопольском отделении создан новый банк океанографических данных Азовского и Черного морей, наиболее обеспеченный в настоящее время результатами экспедиционных и прибрежных наблюдений. Банк океанографической информации состоит из следующих блоков:

- экспедиционные гидрологические, метеорологические и гидрохимические наблюдения в Азовском и Черном морях;
- комплекс регулярных прибрежных наблюдений на морских гидрометеорологических станциях (МГ) и постах (МГП);
- наблюдения над ледовым покровом;
- наблюдения за течениями.

Результаты и обсуждение

Экспедиционные наблюдения в Азовском и Черном морях.

Массив экспедиционных и рейдовых наблюдений в Азовском море (за температурой и соленостью воды, гидрохимическими характеристиками) сформирован преимущественно на основе архивных данных СО ГОИН [5]. В настоящее время банк океанографической информации Азовского моря включает около 76 тыс. гидрологических станций, выполненных за период 1891–2014 гг. Число выполненных гидрологических станций в банке данных отделения примерно на 40 тысяч превышает количество, представленное в базе NOAA [8] и на 10 тысяч в [9]. Основу массива экспедиционных исследований Азовского моря составляют данные систематических наблюдений, полученные на сети из 60 «вековых» гидрологических станций и 20 гидрохимических станций в рамках программ Общегосударственной службы наблюдений и контроля окружающей среды (ОГСНК), специализированных работ в Керченском проливе, Таганрогском и Темрюкском заливах, рейдовых наблюдений, а также исследований, выполненных АзНИИРХ, в основном до 1941 г., в соответствии с Рис. 1.

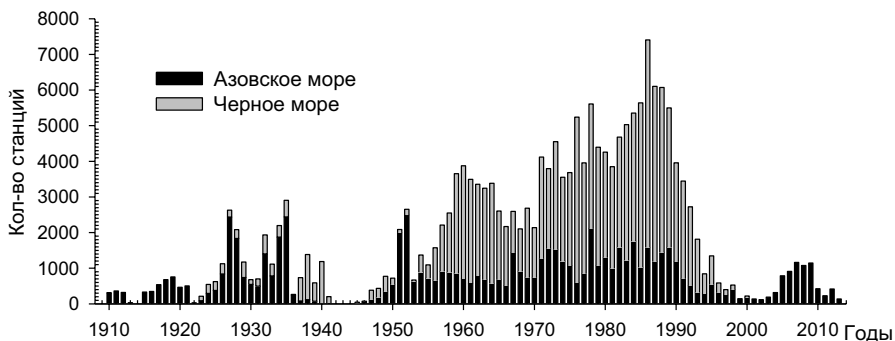


Рис. 1. Распределение количества гидрологических станций, выполненных в Азовском и Черном морях по годам

Наибольшее число гидрологических станций выполнено во фронтальных зонах Таганрогского и Темрюкского заливов (20266 и 9490 станций соответственно), а также в Керченском проливе (16923 станций). Сезонное распределение количества гидрологических станций неоднородно. Большинство экспедиционных работ выполнено в апреле–ноябре (4600–9900 станций в месяц), в соответствии с Рис. 2. В связи с регулярным появлением льда в Азовском море в декабре–марте – число гидрологических станций, выполненных в это время, не превышает 750–1550 в месяц, причем основное их количество приходится на Керченский пролив и предкерченский район моря.

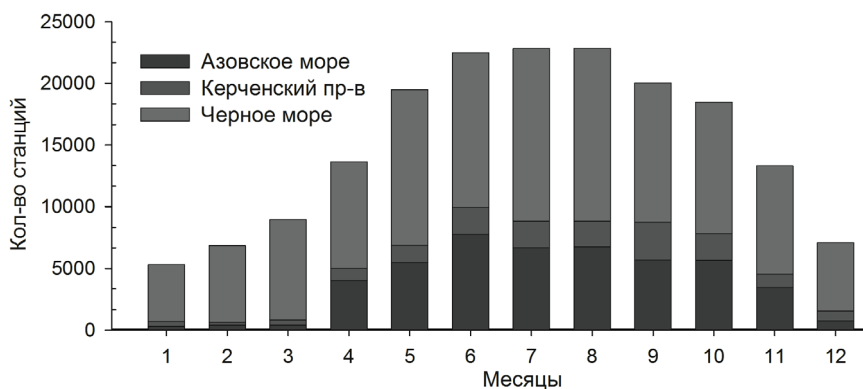


Рис. 2. Сезонное распределение количества гидрологических станций, выполненных в Азовском и Черном морях в 1910 – 2014 гг.

Общее число гидрологических станций массива экспедиционных и рейдовых наблюдений, выполненных в Черном море, в базе СО ГОИН составляет ~120,0 тысяч, что сопоставимо по числу станций с океанографическими банками данных Черного моря NOAA [9] и МГИ [1]. Банк данных Отделения содержит материалы гидрологических съемок Черного моря (температура и соленость) преимущественно из архива СО ГОИН, произведенных судами Гидрометслужбы, а также океанографическую информацию, полученную с судов Гидрографической службы, МГИ, ИнБЮМ, ЮгНИРО, согласно Рис. 3. Наибольшее число гидрологических станций выполнено в 1960–1990 гг. в теплое время года.

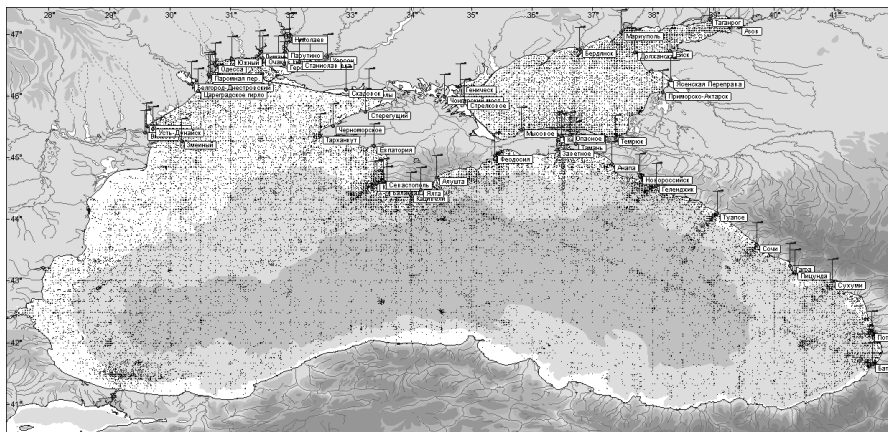


Рис. 3. Схема размещения гидрометеорологических постов и расположение гидрологических станций, выполненных в Азовском и Черном морях в 1910–2014 гг.

Созданный массив данных включает ежемесячные и ежедекадные наблюдения за обменом водой и веществом между Азовским и Черным морями через северную узость Керченского пролива (порт Крым – порт Кавказ) за период 1974–2014 гг. (всего выполнено 604 расхода), а также специальные исследования по водообмену между Таганрогским заливом и собственно Азовским морем. Банк данных содержит гидрологическую и гидрохимическую информацию о состоянии залива Сиваш, а также данные наблюдений за обменом потоками воды и солей между Азовским морем и заливом Сиваш через Генический пролив за 1939–2008 гг. (~5,5 тыс. расходов).

Первичные океанографические данные прошли экспертный и статистический контроль. Экспертный контроль проводился аналогично [1] и заключался в проверке: географических координат станций; соответствия глубины последнего горизонта глубине моря в точке наблюдений; контроле полноты станции (исключение станций с интерполированными или дублированными горизонтами или при отсутствии наблюдений на горизонте 0 м); в согласовании отрицательных значений температуры и соответствующей ей солёности. При статистическом контроле исключались данные наблюдений, не попавшие в интервал 5- σ . Экспедиционные материалы являлись информационной основой для создания атласов [2, 6, 7], режимно-справочных пособий [3,4], использовались для гидрометеорологического обеспечения добычи углеводородов на шельфе морей, при проведении изысканий для строительства мостового перехода через Керченский пролив.

Массив прибрежных гидрометеорологических наблюдений содержит информацию, полученную на основе комплекса регулярных гидрометеорологических исследований на 55 морских и устьевых МГ и МГП, расположенных на побережье России, Украины, Абхазии и Грузии. Он включает в себя срочные наблюдения (с дискретностью по времени 6 часов) за уровнем моря, температурой воздуха и воды, ледовыми условиями, соленостью воды, ветром и ветровым волнением, облачностью, атмосферным давлением и осадками, абсолютной влажностью воздуха, а также данные среднемесячных характеристик.

Наиболее продолжительные ряды данных (температура воздуха, осадки, ледовые условия) в пункте Керчь (действует с 1873 г.) и на МГС Таганрог (с 1882 г.). Длительные систематические наблюдения за уровнем моря представлены в базе данными по Севастополю и Одессе (с 1875 г.), за температурой воздуха – по Феодосии (с 1871 г.) и Очакову (с 1881 г.). Синхронные отчеты наблюдателей (практически по всем гидрометеорологическим характеристикам) фиксируются с середины 20-х годов XX века.

Банк данных гидрометеорологических наблюдений прибрежных гидрометеостанций Севастопольского отделения ФГБУ «ГОИН» использовался для климатических исследований в Азово-Черноморском регионе [3, 4], при проведении нефтегазовых изысканий на шельфе, в гидротехническом и рекреационном строительстве, а также при решении ряда экологических задач.

Наблюдения над ледовым покровом. Банк данных наблюдений за ледовыми условиями Черного и Азовского морей содержит:

- ледовые наблюдения на станциях и постах;
- данные авиационных разведок и спутниковую информацию;
- судовые наблюдения.

Информационной основой оценки состояния ледового покрова в прибрежных зонах морей является массив данных регулярных наблюдений за ледовым покровом на 24 морских гидрометеостанциях (МГ) и постах (МГП), равномерно расположенных вдоль всего Азовского моря и северного побережья Черного моря (включая Керченский пролив). Схема расположения пунктов ледовых наблюдений приведена на Рис. 4.

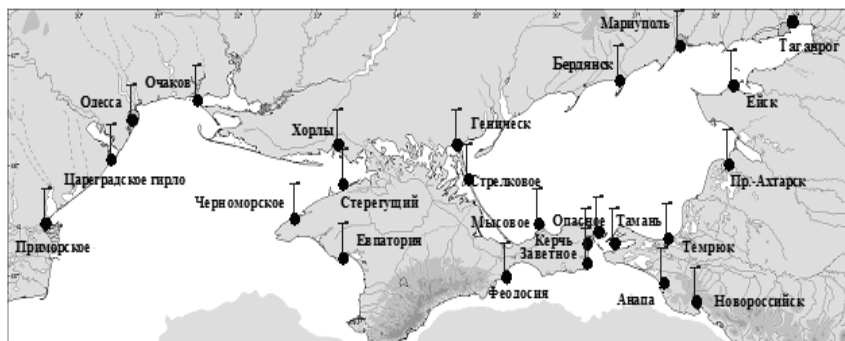


Рис. 4. Прибрежные пункты ледовых наблюдений на Азовском и Черном морях.

Для оценки ледового режима открытых районов Азовского и северо-западной части Черного (СЗЧ) морей был создан массив ледовых авиационных наблюдений, выполненных Керченским авиаотрядом в 1947–1991 гг. Были отобраны и оцифрованы (на сетке 3' по меридиану и 5' по параллели) наиболее информативные ледовые авиаразведки. Всего было использовано 92 карты ледовых авиаразведок для СЗЧ и 372 карты для Азовского моря и Керченского пролива, что отражено на Рис.5. Информация ледовых разведок дополнена массивом геокодированных изображений ледовой обстановки с искусственных спутников Земли, обработанных ГУ НИЦ «Планета» (120 карт-схем ледовой обстановки в Азово-Черноморском бассейне за 1997–2015 гг.).

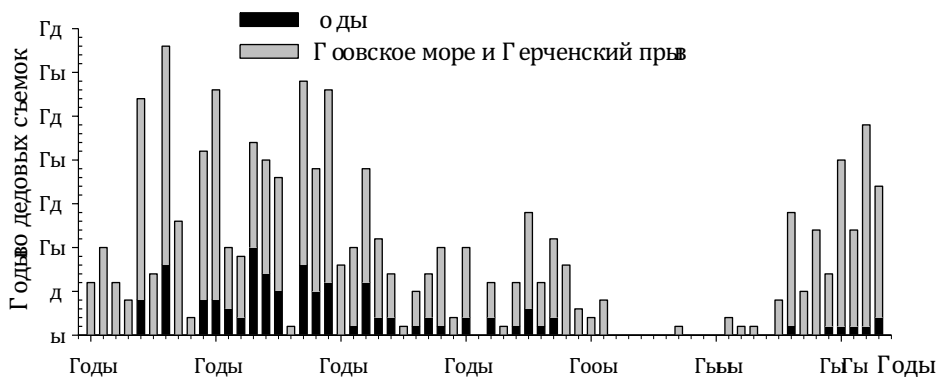


Рис.5. Распределение по годам съемок северо-западной части Черного моря, Азовского моря и Керченского пролива.

Как правило, авиаразведки проводились подекадно, каждый месяц над акваторией СЗЧ, Азовского моря и Керченского пролива. В конце ледового сезона (март-апрель) наблюдения проводились чаще, в начале и середине сезона – несколько реже. Частота авиаразведок зависела также от ледовой обстановки на морях. В мягкие зимы число съемок в Азово-Черноморском бассейне, как правило, не превышало 7–10, в годы со сложными ледовыми условиями съемки выполнялись чаще, до 27–33 раз в год.

В особо ледовитых районах Азово-Черноморского бассейна в зимний период возникает необходимость ледокольного обеспечения судоходства. Данные, собранные во время ледокольных проводок судов, содержат информацию о сплоченности, толщине, торосистости и других характеристиках ледовой обстановки на судоходной трассе. Судовые наблюдения в совокупности с данными, полученными дистанционными методами, дают наиболее полную и достоверную информацию о безопасности судоходства и эксплуатации гидротехнических сооружений в зимний период.

Данные ледовых наблюдений явились основой для режимных обобщений ледовых условий морей в [3, 4] и ряде атласов [2, 7].

Основу банка данных *наблюдений за течениями* Азовского и Черного морей составляют непрерывные наблюдения, выполненные на автономных буйковых станциях (АБС) и измерения течений, проведенные во время экспедиционных и рейдовых работ с помощью вертушек ВММ.

Банк данных наблюдений за течениями, выполненных на АБС, включает информацию о значениях скоростей и направлений течений, координаты станций, величины глубин и горизонтов измерения течений, дату, продолжительность и дискретность наблюдений, а также информацию о судах и измерительных приборах. Большая часть наблюдений была выполнена с помощью буквопечатающих вертушек БПВ. Чаще всего наблюдения проводились на одном горизонте, реже на двух горизонтах. Дискретность отсчетов рядов наблюдений изменялась от 5 до 60 мин, продолжительность серий составляла от 3 часов до 28 суток. Подготовка данных включала в себя преобразование форматов файлов, редактирование и первичный контроль качества данных. Контроль качества данных включал проверку координат местоположения АБС, выявление выбросов данных и проверку на дубли.

В настоящее время банк данных содержит 2573 временные реализации направлений и скоростей течений, выполненных на АБС в 1955–1988 гг. Из них на Азовское море и Керченский пролив приходится 1397 реализаций, остальные реализации получены в шельфовых областях и открытых районах Черного моря, что отражено на Рис. 6.

В Азовском море наибольшее число измерений течений на АБС выполнено во фронтальных зонах Керченского пролива и Таганрогского залива (соответ-

ственно 1081 и 122 реализации). В Таганрогском заливе большинство измерений на АБС проведено на разрезе коса Белосарайская – коса Долгая в рамках проектов по исследованию водообмена между Таганрогским заливом и Азовским морем. В Черном море наиболее обеспеченными данными измерений течений на АБС являются прибрежные районы Севастополя, Ялты, Феодосийский залив, Новороссийская бухта.

Сформированы массивы данных наблюдений направлений и скоростей течений на различных горизонтах, измеренных во время экспедиционных работ в Азовском море и Керченском проливе с борта судов с помощью морских вертушек ВММ за период 1950–2014 гг. Общее количество гидрологических станций с измерениями направления и скорости течений вертушками составило ~ 21 тыс. Количество измерений течений неоднородно по годам и сезонам. Наименьшее количество измерений течений вертушками на гидрологических станциях (12–100) приходится на 1994–2013 гг., в остальные годы выполнялось 150–1350 измерений течений вертушками на гидрологических станциях во время экспедиционных и рейдовых работ, Рис. 7.

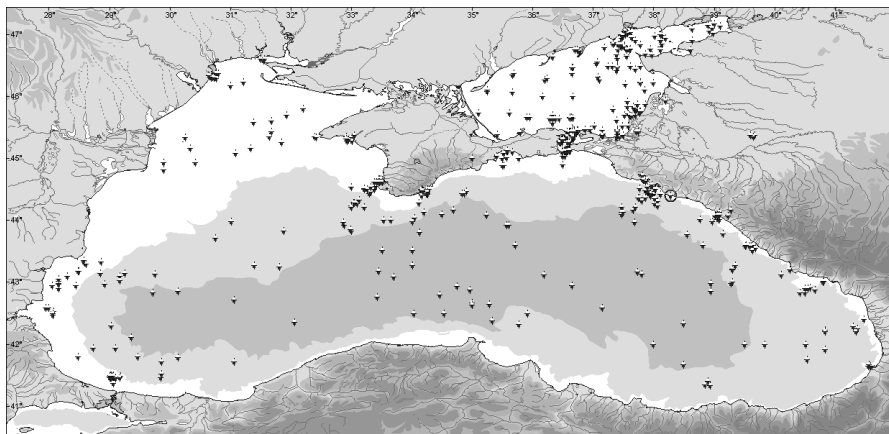


Рис. 6. Пространственное распределение АБС в Азовском и Черном морях.

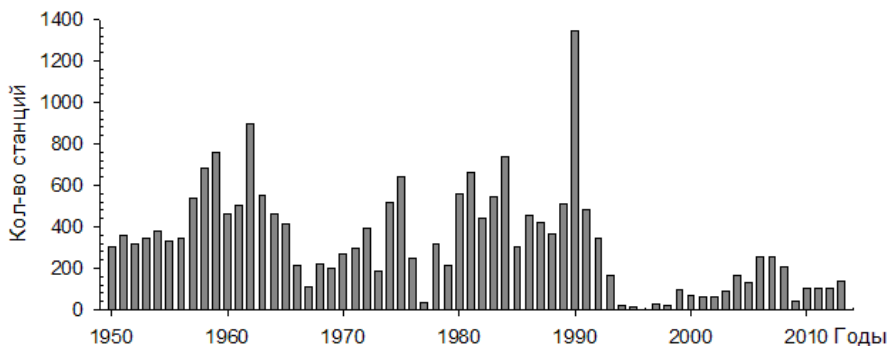


Рис. 7. Распределение по годам гидрологических станций, выполненных в Азовском море, на которых измерялись скорости и направления течений вертушками ВММ.

Заключение

На основе накопленных и систематизированных материалов в Севастопольском отделении создан новый банк океанографических данных Азовского и Черного морей (за температурой и соленостью воды, гидрохимическими характеристиками), наиболее обеспеченный результатами экспедиционных и прибрежных наблюдений. В настоящее время банк океанографической информации Азовского и Черного морей включает соответственно около 76 и 120 тыс. гидрологических станций, выполненных за период 1891–2014 гг. В созданный массив данных входят судовые метеорологические наблюдения, ежемесячные и ежедекадные наблюдения за обменом воды и веществом через проливы Керченский и Генический.

Банк данных береговых наблюдений Азовского и Черного морей СО ГОИН содержит информацию, полученную на основе комплекса регулярных гидрометеорологических исследований на 55 морских и устьевых гидрометеорологических станциях и постах, расположенных на побережье России, Украины, Абхазии и Грузии. Он включает в себя срочные наблюдения (с дискретностью по времени 6 часов) за уровнем моря, температурой воздуха и воды, ледовыми условиями, соленостью воды, ветром и ветровым волнением, облачностью, атмосферным давлением и осадками, абсолютной влажностью воздуха, а также данные среднесуточных и среднемесячных характеристик.

Банк данных СО ГОИН содержит 2573 временных реализаций направлений и скоростей течений, выполненных на АБС в 1955–1988 гг. Из них на Азовское море и Керченский пролив приходится 1397 реализаций, остальные ре-

лизации получены в шельфовых областях и открытых районах Черного моря. Массив данных наблюдений направлений и скоростей течений на различных горизонтах, измеренных во время экспедиционных работ в Азовском море и Керченском проливе с борта судов с помощью морских вертушек ВММ за период 1950–2013 гг. включает ~21 тыс. гидрологических станций.

Сведения экспедиционных и прибрежных наблюдений банка данных являлись информационной основой для создания ряда атласов [2, 7, 8], режимно-справочных пособий [3, 4], использовались для гидрометеорологического обеспечения добычи углеводородов на шельфе морей.

THE OCEANOGRAPHIC DATA BANK OF THE AZOV AND BLACK SEAS

Dyakov N.N., Levitskaya O.V., Lipchenko A.E., Belogudov A.A., Martynov E.S.

On the basis of the accumulated materials and systematic observations of coastal observations network of hydrometeorological stations and posts, marine research expeditions for more than a century in the period of the Sevastopol branch of SOI established regional oceanographic data bank of the Azov-Black Sea basin, including meteorological, hydrological and hydro-chemical data.

Литература

1. Андрищенко Е.Г., Галковская Л.К., Годин Е.А. и др. Банк океанографических данных МГИ НАН Украины: информационные ресурсы и доступ к данным // Сб. науч. трудов. - Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2010. - 59 с.
2. Атлас льдов Черного и Азовского морей / Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Белогудов А.А. - Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2015. - 220 с.
3. Гидрометеорологические условия морей Украины. т.1. Азовское море - Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. - 402 с.
4. Гидрометеорологические условия морей Украины. т.2. Черное море. - Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. - 421 с.
5. Дьяков Н.Н., Левицкая О.В., Фомина И.Н. Банк океанографических данных Азовского моря // Азовское море. Керченский пролив и предпроливные зоны в Черном море: проблемы управления прибрежными территориями для обеспечения экологической безопасности и рационального природопользования: сборник статей (по материалам российско-украинского семинара) – Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН. – 2012. – с. 82-88.
6. Національний атлас України. Розділ 13: Моря та їхні ресурси. Підрозділ: Кліматичні умови. - К.: Картографія, 2007. - с. 231-241.

7. Океанографічний атлас Чорного та Азовського морів - К.: ДУ Укрморкартографія, 2009. - 356 с.
8. Climatic Atlas of the Sea of Azov 2008. G. Matishov, S. Levitus, Eds., NOAA Atlas NESDIS 65, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 2008, 148 p.
9. Matishov G.G., Berdnikov S.V., Zhichkin A.P., Dzhenyuk S.L., Smolyar I.V., Kulygin V.V., Yaitskaya N.A., Povazhniy V.V., Sheverdyaev I.V., Kumpan S.V., Tret'yakova I.A., Tsygankova A.E., D'yakov N.N., Fomin V.V., Klochkov D.N., Shatohin B.M., Plotnikov V.V., Vakul'skaya N.M., Luchin V.A., Kroots A. A. (2013). Atlas of Climatic Changes in Large Marine Ecosystems of the Northern Hemisphere (1878-2013). Matishov G.G., Sherman K., Levitus S. (Eds.), NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 250p, DVD Disc.

ОБЕСПЕЧЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКИХ СИСТЕМ ПРИБРЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Фокичева А.А.¹⁾, Истомин Е.П.¹⁾, Тимофеева А.А.²⁾

¹⁾ФГБОУ ВО Российский государственный гидрометеорологический университет

²⁾ФГБОУ ДПО ИПК Росгидромета

Обеспечение гидрометеорологической безопасности рассматривается в контексте управления рисками, связанными с влиянием погоды и климата на социально-экономические системы прибрежных территорий.

Функционирование и развитие социально-экономических систем прибрежных территорий характеризуется рядом особенностей, связанных с пространственной организацией экономики прибрежных зон, высокой плотностью населения, а также необходимостью обеспечения оптимального природопользования.

Прибрежные территории являются потенциальными полюсами экономического роста. Управление развитием таких территорий осуществляется в двух направлениях – промышленно-торговом и рекреационно-туристическом. Поскольку субъективные предпочтения лиц принимающих решения (ЛПР) имеют разновекторную направленность, вызывая конфликт интересов участников хозяйственной деятельности, основной задачей управления является обеспечение устойчивости социально-экономической системы, функционирующей на этой территории.

В рамках реализации концепции устойчивого развития разработан специальный подход к управлению экономическим развитием прибрежных территорий без ущерба для окружающей среды – Integrated Complex Zone Management (ICZM). Мировой опыт реализации ICZM показывает, что основной упор в политике управления делается на защиту морской среды, проведение научных исследований экосистем, на устойчивое использование рыбопромысловых запасов, сохранение биоразнообразия, развитие туризма в прибрежных районах. В то же время, существует проблема координации действий стран в прибрежной зоне между отдельными направлениями деятельности, обусловленная в том числе, стремлением к суверенному отраслевому управлению, что, несомненно, увеличивает риски функционирования и развития прибрежных территорий.

Оценка рисков функционирования прибрежных территорий должна включать не только влияние социально-экономических систем на окружающую среду, что рассматривается как ограничение хозяйственной деятельности, но и воздействие природной, в том числе гидрометеорологической среды на различные составляющие социально-экономических систем прибрежных территорий.

Исследование взаимодействия элементов социально-экономической системы между собой и внешней средой основано на применении системного подхода. Для изучения влияния гидрометеорологической среды на экономику выделим подсистему «территория – социально-экономическая структура – природная среда» и будем рассматривать один из аспектов взаимодействия в данной подсистеме – функционирование пространственно-распределенных социально-экономических объектов в нестабильных погодно-климатических условиях.

Существуют положительные и отрицательные, прямые и обратные связи между гидрометеорологической средой и социально-экономическими структурами. Погодно-климатические условия выступают в роли природных ресурсов в таких отраслях экономики как сельское хозяйство и энергетика. В то же время неблагоприятные и опасные условия погоды являются причиной возникновения экономических и социальных потерь. Гидрометеорологические условия могут рассматриваться как несоциальные факторы, влияющие на социальные изменения, а значит, эффективное снижение негативных последствий проявлений гидрометеорологической среды должно быть выгодно всему обществу, поскольку позволяет обеспечить устойчивость социально-экономической системы.

В общем случае устойчивость социально-экономической системы к воздействию гидрометеорологических факторов тесно связана с понятием гидрометеорологической безопасности как состояния защищенности личности, общества и государства от воздействия опасных природных явлений, глобальных изменений погодно-климатических условий, опасных гелиогеофизических процессов. Гидрометеорологическая безопасность является обязательной составляющей национальной безопасности, влияние погодно-климатических факторов учитывается при обеспечении энергетической, продовольственной и экологической безопасности.

Концепцией гидрометеорологической безопасности определены источники угроз – тенденция возрастания количества опасных природных явлений, глобальное изменение климата, рост уязвимости экономики, ухудшение финансово-экономического положения гидрометеорологической службы.

Одним из условий обеспечения гидрометеорологической безопасности является управление рисками, связанными с влиянием погоды и климата.

Рассматривая негативное воздействие гидрометеорологической среды на хозяйственную деятельность социально-экономических систем пространственно распределенных на прибрежных территориях, предлагаем выделить следующие группы рисков экономических систем, обусловленных воздействием погоды и климата [2]:

1. *Текущие гидрометеорологические риски* - *риски от ежедневных колебаний погодных условий*, оказывающих влияние на деятельность производственных объектов. Текущим рискам подвержены все погодозависимые объекты, расположенные в прибрежных территориях. При отклонении погодных условий от наиболее благоприятных для реализации конкретного вида экономической деятельности у хозяйствующих субъектов возникают дополнительные экономические издержки.
2. *Катастрофические гидрометеорологические риски* - *риски от экстремальных проявлений погоды и климата*, оказывающих влияние на функционирование региона в целом. Катастрофические риски обуславливают проблему устойчивости социально-экономической системы к воздействию гидрометеорологической среды.

Риски обоих типов должны учитываться как при стратегическом планировании развития территории, так и при оперативном управлении деятельностью региона.

Для социально-экономической системы проводится идентификация гидрометеорологических опасностей, анализ частоты их возникновения и анализ последствий их реализации. Прежде всего, необходимо выявление в социально-экономической системе *субъектов риска* – погодозависимых элементов экономики (производственных и социальных объектов и технологических процессов) и определение для них видов потенциального ущерба, а также выявление *факторов риска* (определение пороговых значений гидрометеорологических величин и условий погоды, реализация которых приводит к возникновению экономического ущерба). Это позволит провести процедуру инвентаризации социально-экономических объектов, подверженных гидрометеорологическим рискам на этой территории.

В общем случае оценка рисков, в том числе гидрометеорологических, сводится к оценке двух составляющих:

1. оценка опасности (вероятности возникновения неблагоприятных условий);
2. оценка уязвимости (оценка ущерба при реализации неблагоприятных условий).

Анализ первой составляющей – вероятности возникновения неблагоприятных условий и опасных явлений проводится на основании статистических данных.

Ниже представлена динамика опасных гидрометеорологических явлений и условий погоды за период с 1991 по 2015 гг.

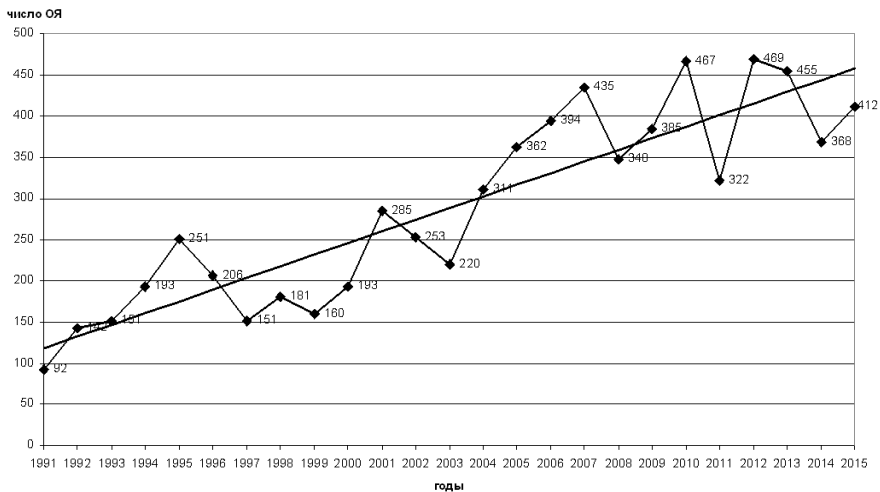


Рис. 1. Опасные гидрометеорологические явления, нанесшие экономические и социальные потери в 1991–2015 гг. (по данным ВНИИГМИ-МЦД).

Общепризнанной является тенденция увеличения числа опасных и неблагоприятных условий погоды. Детализация опасности влияния неблагоприятных гидрометеорологических условий в регионе проводится как для погодозависимых объектов, так для погодозависимых процессов.

Для объектов важно учесть воздействия, возможные в течение всего срока его эксплуатации. Инженерные гидрометеорологические изыскания позволяют определить значения гидрологических и метеорологических характеристик с заданной обеспеченностью, и являются основой для последующего прогнозирования поведения среды в результате ее взаимодействия с объектом проектирования. Эта область деятельности является объектом технического регулирования. Проблема заключается в том, что нормативные документы в области проектирования и строительства не учитывают риски, связанные с последствиями изменения климата, что особенно актуально для прибрежных территорий.

Для погодозависимых производственных процессов представляет интерес не только оценка повторяемости опасного условия, но и оценка вероятности превышения гидрометеорологической характеристикой установленного значения в заданный момент времени. Для этого изменение гидрометеорологиче-

ской характеристики во времени рассматривается в виде случайного процесса $X(t)$.

При условии стационарности исследуемого процесса на временном интервале τ вероятность превышения порогового значения гидрометеорологического фактора $X_{\text{пор}}$ случайной функцией $X(t)$, описывающей поведение этого фактора во времени $Q(X(t_k) > X_{\text{пор}})$ в момент времени t_k , может быть оценена согласно формуле [1]:

$$Q(X(t_k) > X_{\text{пор}}) = \left(1 - \Phi \left\{ \frac{X_{\text{пор}} - m_X - r_X(\tau) \cdot [X_i - m_X]}{\sigma_X \sqrt{1 - r_X^2(\tau)}} \right\} \right), \quad (1)$$

где: $\Phi\{\dots\}$ – функция Лапласа, m_X – математическое ожидание случайного процесса $X(t)$, $r_X(\tau)$ – автокорреляционная функция, σ_X – среднее квадратическое отклонение, X_i – текущее (фактическое) значение гидрометеорологического фактора в момент времени t_i , $X(t_k)$ – ожидаемое значение гидрометеорологического фактора в момент времени t_k , τ – ширина временного интервала.

Этот подход может быть использован при решении задач среднесрочного планирования, связанных с необходимостью использования осредненных гидрометеорологических данных.

Отметим, что любая социально-экономическая система обладает такими характеристиками как *подверженность* и *уязвимость* к негативному влиянию гидрометеорологической среды [4].

Подверженность определяется особенностями воздействующего явления или условиями погоды, зависит от масштабов экономических объектов, расположенных на заданной территории, и их плотности. Необходима разработка количественных и качественных характеристик подверженности региона негативному влиянию погоды, климата и районирование территорий по этому критерию с учетом особенностей экономической деятельности. Отметим, что в целом прибрежные территории всегда будут характеризоваться высокой подверженностью негативным проявлениям погоды и климата. В общем случае, подверженность является необходимым, но не достаточным детерминантом гидрометеорологического риска. Подверженность характеризует *возможное (априорное)* влияние погодных условий на хозяйственную деятельность и должна учитываться на этапе разработки стратегических планов развития территории.

Фактическое (апостериорное) влияние гидрометеорологической среды на объекты социально-экономической системы характеризует *уязвимость* социально-экономической системы. Уязвимость рассматривается как восприимчивость подверженных гидрометеорологическому воздействию элементов системы к неблагоприятным последствиям (экономическим и социальным потерям от опасных проявлений погоды и климата). Степень уязвимости определяется возможностями данного элемента социально-экономической системы к защите от воздействия неблагоприятных гидрометеорологических условий.

В настоящее время существует проблема количественной оценки влияния погодно-климатических факторов на результаты экономической деятельности, как на микро, так и на макроуровне. На макроэкономическом уровне косвенным образом оценить влияние гидрометеорологического фактора на экономику можно на основании системы национальных счетов. В привязке к регионам можно сопоставлять погодные условия и объемы выпуска товаров и услуг, совокупные доходы и расходы. Данный подход позволяет установить только корреляционную зависимость, поскольку на значение макроэкономических показателей оказывает влияние множество факторов.

На уровне отдельного предприятия получение сведений об экономических последствиях неблагоприятных условий погоды представляет значительные сложности. Зачастую это связано с необоснованным применением понятия «коммерческая тайна». Порядок получения информации статуса коммерческой тайны определяет Федеральный закон N 98-ФЗ от 29.07.2004 «О коммерческой тайне», при этом предполагается наличие учета информации, составляющей коммерческую тайну. На сегодняшний день, обособление метеорологических затрат в учетной информации хозяйствующих субъектов имеет определенные сложности, связанные с отсутствием единой терминологии понятия метеорологических затрат как объекта бухгалтерского учета, а также отсутствием закрепленного на законодательном уровне подробного порядка учета метеорологических затрат. Получается, что информация о потерях по гидрометеорологическим причинам не должна относиться к коммерческой тайне, и в то же время необходима разработка методик оценки гидрометеорологических затрат по видам производственной деятельности.

Полагая, что невозможно влиять на вероятность возникновения неблагоприятных гидрометеорологических условий и опасных явлений погоды, управление рисками должно осуществляться за счет снижения уязвимости социально-экономических систем к неблагоприятным гидрометеорологическим воздействиям.

Уровень уязвимости – экономический ущерб по гидрометеорологическим причинам – зависит от способности защититься от неблагоприятных прояв-

лений погоды и климата, т.е. определяется технологическими, финансовыми и информационными факторами. Необходимо постоянное совершенствование мер защиты, направленное на повышение их эффективности и снижение стоимости – это и является сутью процесса адаптации (подстройки) к неблагоприятным проявлениям погоды и климата. Адаптация погодозависимого объекта рассматривается как сложный процесс приспособления хозяйственной деятельности к ожидаемой погоде и включает в себя этап предварительной разработки защитных мероприятий, дифференцированных с учетом возможной интенсивности и продолжительности воздействующих гидрометеорологических факторов, и этап реализации защитных мероприятий при ожидании неблагоприятной погоды.

Выбор мер защиты учитывает уровень погодозависимости объекта; производственную специфику защищаемого объекта; производственные и географические масштабы объекта; период времени, необходимый для приведения защитных мер в действие; организационное, техническое и финансовое обеспечение.

Можно утверждать, что при прочих равных условиях (технологических и финансовых) уязвимость объекта будет тем меньше, чем ближе совпадут ожидаемые и фактические условия погоды. Таким образом, нужно выделить экономические издержки, связанные с:

- ситуациями *правильного прогноза* условий погоды, когда прогнозируемая интенсивность воздействующего гидрометеорологического фактора соответствует фактически наблюдавшейся;
- ситуациями *ошибочного прогноза опасных условий погоды*, когда прогнозируемая интенсивность воздействующего гидрометеорологического фактора больше фактически наблюдавшейся;
- ситуациями *ошибочного прогноза благоприятных условий погоды*, когда прогнозируемая интенсивность воздействующего метеорологического фактора меньше фактически наблюдавшейся.

Экономические последствия каждой ситуации различны и оцениваются на основании функции полезности гидрометеорологической информации [3]:

$$\Theta = f(\hat{O}, d(\check{I})), \quad (2)$$

где Θ – полезность прогностической информации, \hat{O} – фактическая погода с определенными значениями гидрометеорологических величин, $d(\check{I})$ – действия потребителя d в расчете на ожидаемую погоду \check{I} .

Управление рисками – это процесс принятия и выполнение управленческих решений, направленных на снижение вероятности возникновения неблагоприятного результата и минимизацию возможных потерь.

Управление гидрометеорологическими рисками применительно к погодо-зависимому производственному процессу рассматривается как долгосрочная (стратегическая) задача, связанная с адаптацией к меняющимся погодноклиматическим условиям, а также как задача оперативного управления.

В общем случае оперативное управление экономико-метеорологическими рисками представляет собой *циклически повторяющийся* процесс принятия решения. Основой для принятия решений является информация об ожидаемом состоянии погодных условий. Алгоритм содержит следующие последовательные этапы:

- Первый этап – определение уровня воздействия метеорологического фактора в заданный момент времени. Если ожидается, что значение метеорологического фактора *превысит* порог, то выбираются процессы, направленные на уменьшение последствий до минимального уровня. На этом этапе осуществляется *выбор функции управления*; именно на этом этапе возможна оптимизация использования метеорологической информации, что будет рассмотрено дальше.
- Второй этап – *реализация функции управления* – выполнение запланированных работ, направленных на снижение воздействия неблагоприятной погоды. Реализация мер защиты требует заблаговременности. На момент наступления неблагоприятной погоды меры защиты должны быть реализованы.
- Третий этап – в заданный момент времени выполняется *сбор информации* о фактическом состоянии метеорологических параметров. Контролируются результаты применения защитных мер. Проводится анализ отклонений фактических результатов от запланированных. Устанавливаются причины отклонений (ошибка прогноза, человеческий фактор и т.п.);
- Четвертый этап – *принятие мер* по устранению причин отклонений. Изменение в планировании и распределении ресурсов на следующий момент времени выполняется с учетом фактической реализации погоды и уточненного прогноза. Цикл замыкается.

Оперативное управление рисками должно учитывать существование частичной неопределенности реализации ожидаемых условий погоды. Ситуации, представленные на Рис. 2, связаны с ожиданием и реализацией условий погоды, учитывают субъективные предпочтения к прогностической информации со стороны ЛППР и имеют различные экономические последствия для пользователя гидрометеорологической информации.

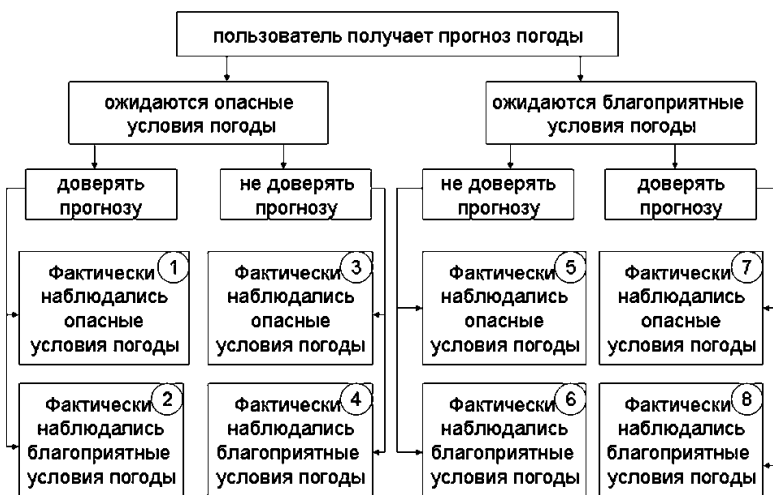


Рис. 2. Ситуации, возможные при реализации ожидаемого состояния погоды.

Известно, что реализация неблагоприятного гидрометеорологического условия вызывает экономические издержки. Величина издержек при этом может быть различна и определяется эффективностью применяемых мер защиты, их стоимостью, а также заблаговременностью и точностью прогноза погоды. Минимальный уровень издержек соответствует полному совпадению прогнозируемых и фактически наблюдавшихся условий погоды. Всегда имеется неопределенность относительно будущих условий погоды, которая может быть частично снижена за счет использования гидрометеорологических прогнозов, но не устранена полностью. Для упрощения модели будем полагать, что заблаговременность прогноза достаточна для реализации мер защиты. Современная теория принятия индивидуальных решений построена на модели ожидаемой (наиболее вероятной) полезности. Полезность метеорологической информации заключается в снижении риска потерь. Мерой риска выступают средние потери по гидрометеорологическим причинам (потери, приходящиеся в среднем на один прогноз). Для выбора оптимального решения, обеспечивающего минимум средних потерь по гидрометеорологическим причинам, необходимо располагать двумя видами информации: экономической, представленной в виде матрицы потерь $\|s_{ij}\|$, как частного случая функции полезности гидрометеорологической информации, и метеорологической, представленной в виде матрицы сопряженности $\|n_{ij}\|$ прогнозируемых и фактически осуществившихся значений гидрометеорологических величин.

Ниже представлена схема выбора оптимального управленческого решения на основе байесовского подхода к оценке средних потерь.

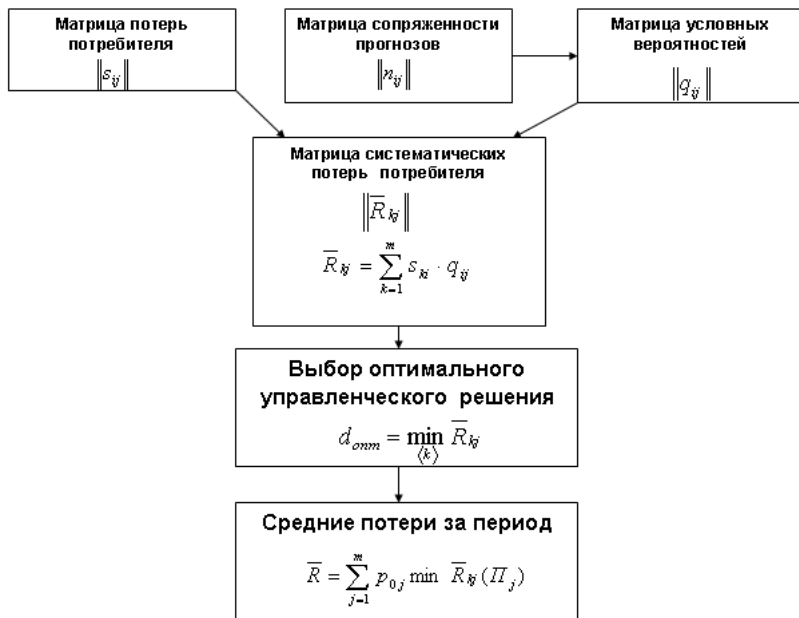


Рис. 3. Выбор оптимального управленческого решения на основе гидрометеорологической информации.

Байесовский подход к оценке средних потерь основан на использовании условных вероятностей осуществления фазы погоды Φ_i при известном тексте прогноза II_j . Тем самым учитывается вероятность, с которой можно ожидать неблагоприятное явление или условие погоды, если об этом явлении (условии) уже имеется предварительная информация в виде прогноза. Для того чтобы учесть субъективно отношение ЛПР к прогностической информации в модели принятия управленческих (погодно-хозяйственных) решений, разрабатывается матрица систематических потерь $\|\bar{R}_{ij}\|$, элементы которой представляют собой средние потери пользователя, при условии, что получив данный текст прогноза II_j , он вправе выбирать ориентацию d_k на любую иную погоду Φ_i . На основании матрицы систематических потерь для множества возможных состояний погоды и соответствующих им действий, разрабатывается оптимальный регламент управленческих (погодно-хозяйственных) решений. При получении прогноза из множества возможных решений необходимо выбрать оптимальное решение, обеспечивающее минимум средних систематических

потерь. Постоянный выбор оптимальных погодно-хозяйственных решений обеспечивает минимизацию средних (в статистическом смысле) потерь на временном интервале различной продолжительности, и, тем самым осуществляется оперативное управление рисками, основанное на оптимальном использовании метеорологической информации.

Отметим, что декомпозированный учет воздействия гидрометеорологических условий на объекты социально-экономических систем на фоне изменяющихся погодно-климатических условий способствует снижению гидрометеорологических рисков [5]. Дифференциация мер защиты в соответствии с ожидаемой продолжительностью и интенсивностью неблагоприятных гидрометеорологических условий позволяет повысить их эффективность и, тем самым, снизить уязвимость объектов к негативным проявлениям гидрометеорологической среды, несмотря на то, что увеличение дискретности используемой метеорологической информации ведет к возрастанию неопределенности реализации прогноза.

Основным условием для реализации этого подхода к управлению рисками, обусловленными влиянием погодных условий на социально-экономические системы, является создание баз данных корреляции прогнозируемой и фактической погоды по времени и пространству, а также банка данных о возможных экономических последствиях управленческих решений, обусловленных влиянием погоды. Новые направления развития прибрежных территорий, растущий объем геоинформации, увеличивающаяся скорость обмена данными создают предпосылки для разработок специализированных ГИС, ориентированных на оптимальное использование гидрометеорологической информации и обладающих возможностью поддержки принятия решений и управления гидрометеорологическими рисками, что соответствует стратегическим целям обеспечения гидрометеорологической безопасности.

PROVIDING HYDROMETEOROLOGICAL SAFETY SOCIO-ECONOMIC SYSTEMS OF COASTAL AREAS

Fokicheva A.A., Istomin E.P., Timofeeva A.G.

Providing hydrometeorological safety is considered in the context of managing the risks associated with the effect of weather and climate on socio-economic systems of coastal areas.

Литература

1. Истомин Е.П., Слесарева Л.С. Применение стохастических моделей для прогнозирования рисков в геосистемах// Ученые записки РГГМУ. - 2011, №17, с.145-149.
2. Истомин Е.П., Соколов А.Г., Фокичева А.А. О некоторых вопросах управления гидрометеорологическими рисками // Материалы 9-й международной научно-практической конференции «Анализ, прогноз и управление природными рисками в современном мире, ГЕОРИСК-2015» , М.: РУДН, 2015, т.2 с.170-176.
3. Хандожко Л.А. Экономическая метеорология. - СПб.: Гидрометеоиздат, 2005. – 490 с.
4. Хандожко Л.А., Коршунов А.А., Фокичева А.А. К вопросу о гидрометеорологической уязвимости России // Ученые записки. РГГМУ . – 2006, № 3 , с. 146-158.
5. Istomin E.P., Sokolov A.G., Abramov V.M., Gogoberidze G.G., Fokicheva A.A. «Methods for external factors assessing within geoinformation management of territories» / 15th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015, www.sgem.org, SGEM2015 Conference Proceedings, ISBN 978-619-7105-34-6 / ISSN 1314-2704, June 18-24, 2015, Albena, BULGARIA Book 2 Vol. 1, 729-736 pp.

Г.А. УШАКОВ В МОРСКОЙ ИСТОРИИ РОССИИ

Долгова С.В.

Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова (ГОИН)

Имя Г.А. Ушакова занимает почетное место в морской истории России. Именно он в первой половине XX века стер последние белые пятна с карты Северного Ледовитого океана, а в 1936–1939 гг., возглавляя отечественную Гидрометслужбу, открыл новую эпоху в исследовании Арктики, принял активное участие в ряде крупных географических исследований.

В честь Г.А. Ушакова названы многочисленные географические объекты на карте мира. Его именем называлось научно-исследовательское судно погоды, которое входило в состав флотилии ГОИН'а в 1970-е и 1980-е годы. В 2016 г. по всей стране широко отмечалось 115-летие со дня рождения выдающегося исследователя Арктики.

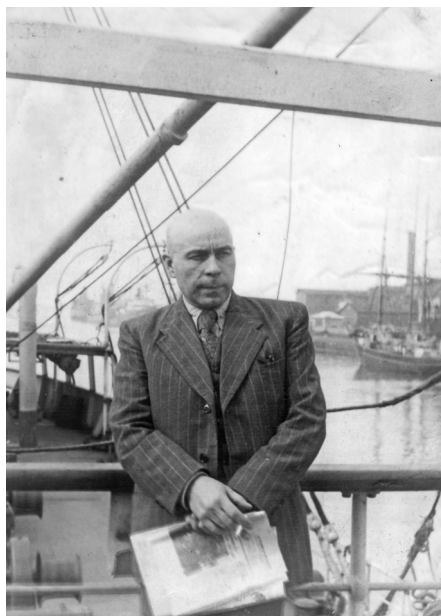


Рис. 1. Георгий Алексеевич Ушаков. 1947 г. (из личного архива М.Г. Ушаковой).

В морской истории России XX век связан с изучением Северного Ледовитого океана. В первой его половине нашей стране принадлежал безоговорочный приоритет в изучении Северного морского пути и арктических морей. За каждым событием, связанным с освоением высоких широт, стоят конкретные люди. Почётное место среди них занимает Георгий Алексеевич Ушаков. Именно он в первой половине XX века стер последние белые пятна с карты Северного Ледовитого океана. Его имя занимает почетное место в морской истории России.

Г.А. Ушаков родился в Амурском крае в таежной деревне в многодетной семье. Его первым учителем был отец – амурский казак, единственный грамотный человек в округе, а первым «Университетом» стала тайга. Позже он писал: «Среди таежников я получил жизненную закалку». Одиннадцатилетним мальчишкой Г.А. Ушаков

приехал в Хабаровск. Здесь началась его самостоятельная жизнь. Учеба в Учительской семинарии была бесплатна, но чтобы прокормиться, он продает газеты на многолюдных улицах Хабаровска, работает конторщиком, помощником цирюльника. После учебы юного Ушакова ожидает работа учителя в начальной школе. Но в 1916 г. состоялась его судьбоносная встреча с Владимиром Клавдиевичем Арсеньевым, которая кардинально поменяла его жизнь. Сначала знаменитый исследователь Уссурийского края берет 15-летнего подростка полевым рабочим к себе в отряд, а потом дает ему рекомендации для поступления на географический факультет Владивостокского университета. Но начавшаяся Гражданская война, а потом действительная служба в армии помешали Г.А. Ушакову окончить университет. Он не смог получить специального образования, но в дальнейшем всю жизнь занимался самообразованием.

Заветная мечта побывать в Арктике, появившаяся у Г.А. Ушакова после общения с В.К. Арсеньевым, исполнилась в 1926 г. Он возглавил экспедицию на остров Врангеля и расположенный в 70 км от него остров Геральд. Это была важнейшая экспедиция не только для начинающего свой путь в Арктику исследователя, но и для страны в целом – она должна была окончательно закрепить за СССР морские арктические границы и территории.

Об острове Врангеля – одном из самых неприступных в ледовом отношении островов в восточной части Северного Ледовитого океана, русские первопроходцы знали еще с XVII века, но на географических картах он утвердился только в XIX веке и был обозначен как Земля Врангеля. Расположенный на пути из Европы и Азии в Америку, он с конца XIX века стал привлекать внимание иностранцев. Несмотря на то, что с 1916 г. острова Врангеля и Геральд были официально признаны российской территорией, иностранные экспедиции бесцеремонно высаживались на необитаемых островах с целью завладения ими и намерением обустройства здесь базы дирижаблей и самолетов. А американцы даже издали карту, на которой о. Врангеля был окрашен в цвета США и назван Новой Колумбией.

Действовать нужно было незамедлительно.

Г.А. Ушаков составляет план заселения островов и добивается права возглавить экспедицию. Летом 1926 года он организует на острове Земля Врангеля колонию из 60 человек – помимо 6 участников экспедиции в нее входят и девять семей чукчей и эскимосов, прибывших с Чукотского полуострова. Они под руководством Ушакова расселяются по всему острову и занимаются зверобойным промыслом. В течение трех лет островитяне были оторваны от связи с материком и рассчитывали только на свои силы. В короткие летние месяцы помимо постройки жилищ, заготовки пищи (в первую очередь, моржового мяса) участники экспедиции собирают коллекции по фауне, флоре, геологии и

палеонтологии острова. Первую детальную карту берегов о. Врангеля Г.А. Ушакову приходится делать зимой, в лютые морозы, используя собачьи упряжки. Условия жизни на острове жесточайшие, но с суеверными, зачастую беспечными эскимосами и чукчами начальник экспедиции находит общий язык. Они уважают его за смелость и решительность. Он, в свою очередь, наблюдает за их бытом и делает прекрасные графические портреты колонистов. К моменту завершения экспедиции Г.А. Ушаковым собран уникальный этнографический материал.

В 1929 г. на смену Г.А. Ушакову на остров Врангеля прибывает вторая смена колонистов. Им уже проще, потому что именно трехлетняя экспедиция Ушакова сняла с повестки дня вопрос о том, кому в Северном Ледовитом океане принадлежат острова Врангеля и Геральд. Англичане и канадцы, ранее открыто оспаривающие право русских на эти территории, больше не претендуют на них. Важной экспедиция Г.А. Ушакова была и в научном плане – впервые были проведены комплексные исследования острова Врангеля и дана его физико-географическая характеристика.

Имя Г.А. Ушакова вписано большими буквами и в другую яркую страницу морской истории России. Она связана с последними важнейшими географическими открытиями, сделанными в Северном Ледовитом океане в первой половине XX века.

На современной карте российской Арктики на стыке двух морей – Карского и Лаптевых – распростерся архипелаг Северная Земля. До 1913 года на морских картах здесь была пустота. Первые очертания неведомых берегов Северной Земли появились благодаря стараниям русских военных моряков Гидрографической экспедиции Северного Ледовитого океана (ГЭ СЛО) под руководством Б.А. Вилькицкого. Неизвестную землю участники экспедиции на ледокольных пароходах «Таймыр» и «Вайгач» назвали Земля Императора Николая II и водрузили здесь российский флаг. Но изучить открытую землю и понять, что это – остров или архипелаг – помешала сначала Первая Мировая война, а затем и Гражданская. К 1930 году Земля Императора Николая II, переименованная в 1926 г. в Северную Землю, по-прежнему оставалась загадкой. На морских навигационных картах она была обозначена пунктиром, который упирался в белое пятно.

Инициативу по исследованию Северной Земли взял на себя Г.А. Ушаков, который к этому времени уже считался опытным полярником. Его план экспедиции был одобрен правительственной Арктической комиссией. К месту назначения участники экспедиции должны были быть доставлены на ледокольном пароходе «Георгий Седов». Старт был дан летом 1930 г. в г. Архангельске. Отважных полярников высадили на пустынный берег острова Домашний. Здесь была организована база Североземельской экспедиции.

В состав экспедиции вошли: Г.А. Ушаков – начальник экспедиции, Н.Н. Урванцев – геолог, С.П. Журавлев – каюр-промышленник и В.В. Ходов – радист.

Благодаря экспедиции Г.А. Ушакова, Северная Земля перестала быть загадкой. Научный результат экспедиции превзошел все ожидания – были определены границы архипелага, положены на карту не только крупные острова, но и многочисленные мелкие острова, а также полуострова, проливы, заливы. Было изучено геологическое строение Северной Земли, климат и современное оледенение, собрана богатейшая коллекция по геологии, растительному и животному миру.

За два экспедиционных года, в невероятно трудных условиях, отважные первопроходцы выполнили пять больших и несколько малых маршрутов по Северной Земле, покрыв расстояние более 7 тысяч км. Верным спутником Г.А. Ушакова во многих санных экспедициях был Николай Николаевич Урванцев – талантливый ученый-геолог. Он руководил научной частью экспедиции.

Главным средством передвижения в экспедиции были собачьи упряжки. Собаки сравнительно легко переносили сильные морозы, проходили там, где не пройдет ни олень, ни лошадь, ни, тем более, машина.

По результатам и героизму Североземельская экспедиция явилась выдающимся географическим событием XX века и поставила имя Г.А. Ушакова в ряд самых известных полярных исследователей мира. В 1933 г. он был награжден высшим орденом СССР того времени – Орденом Ленина.

Вернувшегося из Североземельской экспедиции в Москву Г.А. Ушакова в декабре 1932 г. назначают первым заместителем начальника Главного Управления Северного морского пути при СНК СССР. Возглавлял только что созданное главное морское ведомство страны О.Ю. Шмидт. С ним Г.А. Ушакова связывали не только служебные, но и добрые дружеские отношения, их жизненные пути не раз пересекались.

В феврале 1934 г. в Чукотском море затонул ледокольный пароход «Челюскин». Он намеревался пройти за одну навигацию Северным морским путем, но был зажат мощными льдами и раздавлен. Спасшиеся люди организовали на льдине лагерь и ждали помощи. Начальником экспедиции, а потом и лагеря челюскинцев был О.Ю. Шмидт.

Весь мир, затаив дыхание, следил за судьбой 104 человек. За рубежом не верили в их спасение. В Москве в срочном порядке была создана правительственная комиссия по спасению челюскинцев. Г.А. Ушаков стал ее уполномоченным представителем и немедленно отправился с летчиками М.Т. Слепневым и С.А. Леваневским в США для закупки самолетов, необходимых для спасения челюскинцев. Купленные на Аляске у компании «Пан-Американ-

Компани» самолёты были переправлены на Чукотку. Далее Г.А. Ушаков вылетает в лагерь Шмидта. Он выполняет сложнейшую задачу – непосредственно из центра событий координирует действия 11 самолетов, 4 кораблей и тысяч людей, занятых в спасательной операции.

На льдине тяжело заболел О.Ю. Шмидт – воспаление легких. Жизнь полярника под угрозой. По решению правительственной комиссии за два дня до окончания спасательной операции по вывозу челюскинцев Г.А. Ушаков вывозит больного Шмидта на самолете М.Т. Слепнева на Аляску в госпиталь города Ном и остается с ним ввиду его тяжелого состояния. Когда О.Ю. Шмидту стало легче, он с Г.А. Ушаковым вылетает в Сан-Франциско на консилиум врачей. Оценив состояние здоровья Отто Юльевича, медики дают ему разрешение на возвращение домой.

В это время весь мир обсуждает историю с челюскинцами. Еще вчера европейские и американские газеты пестрели пессимистическими заголовками, – спасти людей невозможно, они обречены на гибель, а теперь крупнейшие газеты мира восторженно сообщают о возвращении со льдины всех членов экспедиции. Со всех концов мира О.Ю. Шмидту и Г.А. Ушакову шлют приветственные телеграммы. Авторитет советских летчиков и всех тех, кто участвовал в спасении челюскинцев, стремительно возрастает.

В середине мая О.Ю. Шмидт и Г.А. Ушаков находятся в Вашингтоне – здесь происходит встреча Отто Юльевича с американским президентом Франклином Рузвельтом. Далее советских полярников представляют Государственному секретарю Хэллу. Челюскинскую эпопею он называет примером исключительного героизма. На прием в посольство СССР позвать руку героям – полярникам приходит около 500 официальных лиц: сенаторов, депутатов, ученых, журналистов. Американцы в один голос твердят – небывалое достижение!

Следующим городом был Нью-Йорк, где О.Ю. Шмидта и Г.А. Ушакова также торжественно встречают. Среди прочих приемов интерес представлял ужин, организованный Клубом Исследователей, Американским Музеем естественной истории и Американским географическим обществом. Присутствовали самые знаменитые ученые, путешественники, представители общественных организаций: Рой Чепмен Эндрюс, Вильямур Стефанссон, Джордж Хуберт Уилкинс и др. Во время своих выступлений они отдавали должное героизму челюскинцев и спасших их летчиков. На банкете произошла удивительная встреча Г.А. Ушакова со В. Стефанссоном. Менее десяти лет назад оба занимались одним вопросом, но с различных позиций – Стефанссон выступал за присоединение о. Врангеля к Канаде или Британии, а Г.А. Ушаков не допустил этого. И вот теперь случай свел их вместе.

Пребывая в Америке, О.Ю. Шмидт и Г.А. Ушаков во время многочисленных встреч и выступлений с огромным воодушевлением рассказывали американцам о героическом освоении русскими Северного морского пути и арктических морей. Впервые на далеком континенте нашим соотечественникам удалось так активно популяризировать морскую историю России.

За умелую организацию спасения челюскинцев и проявленное мужество Г.А. Ушаков был награжден Орденом Красной Звезды.

В это время в стране полярники были главными героями. На полярников равнялись, их лица были узнаваемы – в газетах и журналах печатались их портреты. Слово «полярник» вошло в обиход. Малышня играла в дрейфующую льдину, а дети постарше из подручного материала мастерили самолеты и ледоколы. Не только мальчики, но и девочки мечтали стать полярниками!

Имя Г.А. Ушакова было особенно на слуху. В свои 33 года он был одним из самых известных полярников в стране. Но всенародная слава несколько не сказалась на нем. Он не заболел звездной болезнью, не стал паркетным чиновником, не превратился в «свадебного генерала», по-прежнему был скромн и одержим Арктикой. Г.А. Ушаков всегда был первым там, где трудно, неизвестно и нужно. Поэтому именно он возглавил Первую Высокоширотную экспедицию на ледокольном пароходе «Садко». Его заместителем по научной части был Н.Н. Зубов – в будущем директор ГОИН'а.

Перед участниками экспедиции были поставлены сложнейшие задачи – провести исследования в Гренландском море и в северной части Карского моря, обследовать «белые пятна» к северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. Результаты экспедиции превзошли все ожидания. В первую очередь был поставлен мировой рекорд свободного плавания за Полярным кругом – впервые судно поднялось до 82 градуса северной широты. Была выполнена первая в истории изучения Арктики глубоководная комплексная научная станция, а у берегов Северной Земли удалось обнаружить ветвь теплого течения Гольфстрим.

Во время экспедиции был открыт остров, который назвали именем Г.А. Ушакова и закрыли вопрос о существовании мифической Земли Джиллиса, в которую в течение долгого времени верили мореплаватели.

В 1936–1939 гг. Г.А. Ушаков возглавляет Гидрометеослужбу СССР. В этот период на всей территории страны открывается большое количество новых наблюдательных станций, внедряются многие современные методы гидрометеорологических наблюдений. Начинаются исследования атмосферных процессов с целью разработки методов долгосрочных прогнозов погоды, проводятся аэрологические наблюдения, налаживается регулярный выпуск краткосрочных и долгосрочных прогнозов, организовывается служба льда и погоды в Арктике для разных министерств, в том числе для Главного управле-

ния Севморпути. В 1937 г. начинает свою работу первая дрейфующая научная станция “Северный Полус-1”. Впервые в мире с Северного полюса приходят метеосводки.

Благодаря Г.А. Ушакову, наряду со стационарными гидрометеорологическими наблюдениями, получают активное развитие экспедиционные океанографические исследования северных морей. Гидрометслужба приступает к составлению климатологических и морских справочников.

В 1937 г. при активном содействии Г.А. Ушакова открывает свои двери для посетителей Музей Арктики в Ленинграде. Знаменитый полярник уже тогда понимал значимость историко-культурного наследия Арктики.

В 1938 году Г.А. Ушаков возглавляет советскую делегацию на Международной конференции по авиационной метеорологии в Париже.

Успевал Георгий Алексеевич быть и главным редактором журналов “Советская Арктика” (1935–1941 гг.) и “Метеорология и гидрология” (1937–1939 гг.).

С 1940-х годов и до конца жизни Г.А. Ушаков работает в системе Академии наук СССР, где занимает ответственные должности.

В 1945 г. Г.А. Ушаков помогал академику П.П. Ширшову в создании Института океанологии АН СССР. В 1946-1948 гг. он – заместитель директора по флоту нового института. На его плечи ложится сложнейшая задача – в период послевоенной разрухи обеспечить институт современным научно-исследовательским судном, способным проводить комплексные океанографические экспедиции в Мировом океане. И Георгий Алексеевич, как всегда, блестяще справляется с поставленной перед ним задачей. Полученное и переоборудованное судно – это легендарный «Витязь». Дело его рук не пропало даром – сегодня «Витязь» – главный экспонат Музея Мирового океана, ведущего морского музея страны.

В 1947 г. Г.А. Ушаков – заместитель начальника тихоокеанской экспедиции АН СССР, которая на теплоходе «Грибоедов» отправляется к берегам Бразилии для наблюдения за полным солнечным затмением. Проведенные исследования оказались очень успешными.

Ушел из жизни Г.А. Ушаков в Москве в 1963 г., но захоронен на о. Домашнем, здесь базировалась Североземельская экспедиция. Он хотел навсегда остаться там, где прошли самые яркие годы его жизни.

В честь Г.А. Ушакова названы многочисленные географические объекты на карте мира. Его именем назывались и называются океанские суда. Одно из них связано с историей Государственного океанографического института.



Рис. 2. Научно-исследовательское судно погоды «Георгий Ушаков». 1978 г.

В 1970-х и 1980-х гг. научная флотилия ГОИН'а была самой многочисленной в Гидрометслужбе и состояла из пяти научно-исследовательских судов погоды (НИСП), таких как «Георгий Ушаков», «Эрнст Кренкель», «Муссон», «Пассат» и др. Все они принадлежали Одесскому отделению ГОИН'а. НИСП «Георгий Ушаков» было построено в 1968 г. в Польше в городе Щецин. С 1971 г. на НИСП «Георгий Ушаков» проводились исследования северной, тропической и экваториальных зон Атлантики. В течение чуть более 20 лет судно совершило более полусотни рейсов, проводя гидрометеорологические, аэрологические, океанографические, гидрохимические и геофизические наблюдения. С борта НИСП «Георгий Ушаков» проводились работы по программе исследования взаимодействия атмосферы и океана по проекту «Разрезы», с 1975 г. выполнялись наблюдения в постоянной точке «С» в Северной Атлантике. По теме Севастопольского отделения ГОИН'а с борта НИСП «Георгий Ушаков» выполнялись работы в Черном и Средиземном морях. Научные рейсы проводились и в летний, и в зимний период.

На судне «Георгий Ушаков», как и на других НИСП, был отряд оперативного обслуживания, который предоставлял информацию (в основном судам ММФ и МРХ) по прогнозам погоды, штормовым предупреждениям и рекомендовал пути плавания в океане. Экономическая эффективность этой работы была достаточно высокой.

В рейсах участвовало 110 человек – 47 членов экипажа, 63 научных сотрудника. Продолжительность рейсов была не более 2–3 месяцев. Во время заходов в отечественные и зарубежные порты команда судна организовывала экскурсии, во время которых знакомила посетителей с биографией Г.А. Ушакова, а также с научно-экспедиционной работой, проводимой на судне.

Имя Г.А. Ушакова ученые ГОИН'а и экипаж НИСП «Георгий Ушаков» достойно представляли в морской отечественной науке XX века.

G.A. USHAKOV IN THE MARINE HISTORY OF RUSSIA

Dolgova S.V.

The name of G.A. Ushakov takes honourable place in the marine history of Russia. It was namely him who in the first part of XX-th century wiped out the last patches from geographic maps of the Arctic Ocean. Being a head of Hydrometeorological Service in 1936–39 he opened a new epoch in development of meteorological and hydrological observations in Russia and established the basic principles of the Service that still work. On his honour many geographic objects are named in various maps of the World. His name was also given to one of research vessels which took part in various oceanographic projects including observations on weather station “С”. In 2016 115-th anniversary of his birth was celebrated in Russia.

Литература

1. Ушаков Г.А. Остров метелей. По нехоженной земле. 2-е изд., СПб, Гидрометиздат, 2001.
2. Архив Российской академии наук (Архив РАН). Ф.496.Оп.388
3. Архив Государственного океанографического института (Архив ГОИН). Рейсовые отчеты ОДО ГОИН.

Оглавление

Захарчук Е.А., Литина Е.Н., Клеванцов Ю.П., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. Нестационарность гидрометеорологических процессов Балтийского моря в условиях меняющегося климата	6
Никитин О.П. О квазистационарном антициклоническом вихре над Ньюфаундлендской котловиной	63
Дианский Н.А., Фомин В.В. Моделирование циркуляции Азовского моря и особенности воспроизведения экстремальных нагонов в Таганрогском заливе	74
Зацепин А.Г., Горбачкий В.В., Баранов В.И., Дудко Д.И., Куклев С.Б., Сабинин К.Д., Соловьев Д.М., Телегин В.А., Штилев Н.Н. Опыт измерения скорости поверхностных течений в прибрежной зоне Черного моря доплеровским кв-радаром	105
Черкесов Л.В., Шульга Т.Я. Численный анализ влияния параметров атмосферных фронтов на свободные и вынужденные колебания уровня и течения в Азовском море	120
Филиппов Ю.Г., Фомин В.В. Методика и результаты краткосрочного прогноза уровня Азовского моря	137
Борисов Е.В., Раевский Д.Н. Результаты сравнения модельного уровня Карского моря с данными наблюдений.	144
Жуков Ю.Н. Причины изменчивости гармонических постоянных приливов.....	158
Мельников В.А. Бароклинные М ₂ приливы над Срединно-Атлантическим хребтом	168
Богоявленский В.И., Богоявленский И.В. Природные угрозы при добыче и транспортировке углеводородов в Арктике и Мировом океане: дегазация недр	191
Дьяков Н.Н., Липченко А.Е., Фомин В.В., Цветинский А.С. О возможных рисках при строительстве и эксплуатации мостового перехода через Керченский пролив	211
Соколов В.А., Апухтина С.П. Воздействие Арктики на климатические изменения термохалинных полей субполярной зоны Северной Атлантики	236
Григорьев А.В., Зацепин А.Г., Воронцов А.В., Кубряков А.И., Шатовал К.О. Оценки точности моделирования термохалинной структуры и динамики вод северо- восточной части Черного моря в сравнении с данными контактных наблюдений ...	249
Марчукова О.В., Воскресенская Е.Н. Гидрометеорологические аномалии в Азово-Черноморском регионе в годы явления Ла-Нинья	264

<i>Дымова О.А.</i>	
Исследование мезо- и субмезомасштабной изменчивости Черного моря по результатам численных экспериментов с высоким пространственным разрешением.....	273
<i>Дьяков Н.Н., Левицкая О.В., Липченко А.Е., Белозудов А.А., Мартынов Е.С.</i>	
Банк океанографических данных Азовского и Черного морей.....	287
<i>Фокичева А.А., Истомин Е.П., Тимофеева А.А.</i>	
Обеспечение гидрометеорологической безопасности социально-экономических систем прибрежных территорий	298
<i>Долгова С.В.</i>	
Имя Г.А. Ушакова в морской истории России	310

Сборник научных трудов
Труды ГОИН
Выпуск 218
ИССЛЕДОВАНИЯ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Редактор – **Сычѳв Ю.Ф.**
Технический редактор: **Кузнецова О.В.**
Верстка – **Турьшев В.С.**
Корректор – **Сергунова Д.Ю.**

Подписано в печать 10.08.17. Формат 60x84 1/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Печатных листов 20. Заказ №6308. Тираж 300 экз.

Издательство «**Артифекс**», г. Обнинск, com@art-fex.com.
Отпечатано в **ОАО «Можайский полиграфический комбинат»**,
143200, г. Можайск, ул. Мира, 93.
www.oaompk.ru

ISBN 978-5-9909833-1-1



9 785990 983311 >