



[https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-3](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-3)

EDN MPRZSL

УДК 551.468

© Р. Е. Ванкевич*, А. В. Исаев, В. А. Рябченко, 2025

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36

*rvankevich@mail.ru

О подходах к улучшению описания затоков североморских вод в моделях общей циркуляции Балтийского моря

Статья поступила в редакцию 03.07.2025, после доработки 19.08.2025, принята в печать 05.09.2025

Аннотация

Рассматриваются причины недооценки придонной солёности в моделях общей циркуляции Балтийского моря. На основе высокоэффективной модели Oceananigans выполнены расчеты распространения затока солёных североморских вод в придонном слое Балтийского моря в период январь–апрель 1993 г. Результаты этих расчетов находятся в лучшем соответствии с данными В.Т. Паки высокочастотного сканирования вертикальной структуры моря с вертикальным разрешением от 0,25 до 0,5 м и расстояниями между станциями около 500 м, чем результаты аналогичного расчёта (реанализа) для той же ситуации, выполненного по модели NEMO-Nordic. Этого удалось достигнуть за счёт существенного снижения численной диффузии путём увеличения вертикального разрешения и использования адвективных схем высокого порядка точности в модели Oceananigans без использования процедуры ассимиляции данных наблюдений. Указанные усовершенствования модели Oceananigans понизили скорость вычислений всего лишь на 30 %. Разработанная модельная конфигурация даёт определённые надежды на получение без процедуры ассимиляции адекватных оценок распространения придонного гравитационного плотностного течения в Балтийском море и его взаимодействия с осадками, включая обмен кислородом, что важно для моделирования морских экосистем.

Ключевые слова: Балтийское море, математическое моделирование, заток североморских вод, плотностное течение, придонный слой

© R. E. Vankevich*, A. V. Isaev, V. A. Ryabchenko, 2025

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36 Nakhimovsky Prosp., Moscow 117997, Russia

*rvankevich@mail.ru

On Approaches to Improving the Description of North Sea Water Inflows in the General Circulation Models of the Baltic Sea

Received 03.07.2025, Revised 19.08.2025, Accepted 05.09.2025

Abstract

The paper considers the causes of underestimation of bottom salinity in the general circulation models of the Baltic Sea. The highly efficient Oceananigans model is used to calculate the propagation of the inflow of saline North Sea waters in the bottom layer of the Baltic Sea in the period January–April 1993. The results of these calculations are in better agreement with the V.T. Paka high-frequency scanning data of the vertical structure of the sea with a vertical resolution of 0.25 to 0.5 m and distances between stations of about 500 m than the results of a similar calculation (reanalysis) for the same situation performed using the NEMO-Nordic model.

Ссылка для цитирования: Ванкевич Р.Е., Исаев А.В., Рябченко В.А. О подходах к улучшению описания затоков североморских вод в моделях общей циркуляции Балтийского моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2025. Т. 18, № 3. С. 37–52. EDN MPRZSL [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-3](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-3)

For citation: Vankevich R.E., Isaev A.V., Ryabchenko V.A. On Approaches to Improving the Description of North Sea Water Inflows in the General Circulation Models of the Baltic Sea. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2025;18(3):37–52. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18\(3\)-3](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2025.18(3)-3)

This was achieved by significantly reducing numerical diffusion by increasing the vertical resolution and using high-order advection schemes in the Oceananigans model without using the observational data assimilation procedure. The above improvements to the Oceananigans model reduced the calculation speed by only 30 %. The developed model configuration gives certain hope for obtaining, without the assimilation procedure, adequate estimates of the propagation of the bottom gravity density current in the Baltic Sea and its interaction with sediments, including oxygen exchange, which is important for modeling marine ecosystems.

Keywords: Baltic Sea, mathematical modeling, inflow of North Sea waters, density current, bottom layer

1. Введение

Балтийское море — солоноватый, полузамкнутый водоем, обладает уникальными характеристиками из-за большого поступления пресной воды с речным стоком и разнонаправленным водообменом с Северным морем, характеризующимся спорадическими затоками солёных придонных вод в Балтийское море. Помимо названных факторов, моделирование общей циркуляции в Балтийском море осложняется высоко изменчивым рельефом, сильной стратификацией и бароклинными течениями, отчасти связанными с крупными затоками [1–3].

Для Балтийского моря было создано несколько трёхмерных моделей циркуляции [4–11]. Одной из наиболее известных и широко используемых для оперативного морского прогноза в начале настоящего столетия была модель HIROMB (*англ.* High Resolution Operational Model for the Baltic — высокоразрешающая оперативная модель Балтийского моря) [6]. Следующим шагом в моделировании общей циркуляции Балтийского моря было построение моделей, основанных на базисной европейской модели океана NEMO (*англ.* Nucleus for European Modelling of the Ocean). Первая версия модели общей циркуляции Балтийского моря, построенная на основе NEMO версии 3.6, называлась NEMO-Nordic 1.0 [11]. В данной статье будет обсуждаться и следующая версия модели NEMO-Nordic 2.0 [12], построенная для Балтийского моря на основе модели циркуляции NEMO версии 4.0 [13].

Большие затоки североморских вод — ключевой фактор для адекватного воспроизведения общей циркуляции Балтийского моря. Редко происходящие большие затоки (импульсы) распространяются в Балтийском море как плотностное придонное течение, переходя от одного подводного бассейна к другому. Как утверждается в [11, 12], пространственно-временная изменчивость придонной солёности в целом неплохо воспроизводится моделью NEMO-Nordic с ассимиляцией данных наблюдений. В частности, об этом свидетельствует рис. 2 из статьи В.Т. Паки и др. (Paka V.T., Golenko M.N., Zhurbas V.M., Korzh A.O. «Characteristics and chronology of Baltic Inflows in October and December 2023 according to NEMO reanalysis — virtual cruise», настоящий выпуск), который показывает, что модель NEMO-Nordic 2.0 хорошо воспроизвела ход придонной солёности и температуры на мониторинговой станции BY15 за период 1993–2025 гг. Вместе с тем более детальный график придонной солёности на станциях многолетнего мониторинга в более коротком расчёте для периода ноябрь 2014 г. — сентябрь 2016 г., выполненном по той же версии модели NEMO-Nordic 2.0 (см. рис. 8 из [12]), свидетельствует о небольшом систематическом занижении модельных значений придонной солёности, причём разность наблюдаемых и рассчитанных значений придонной солёности растёт со временем на станциях BY5, BY10, BY15, достаточно удалённых от Датских проливов. Ещё большим недостатком модели NEMO-Nordic является то обстоятельство, что из-за высокой численной диффузии перманентный галоклин получается толстым («размытым»), что не соответствует натурным измерениям, где верхняя граница галоклина на «мгновенных» вертикальных профилях имеет вид скачка солёности (см. рис.1).

Одна из наиболее вероятных причин «размытия» галоклина и недооценки придонной солёности в моделях циркуляции моря — «размытие» плотностных придонных струй вследствие так называемой численной диффузии. Хорошо известны следующие источники численной диффузии:

— дискретное представление морской топографии в z-координатных моделях общей циркуляции океана, создающее искусственные ступени. В этом случае дискретная реализация граничного условия на твердой границе в виде свободного скольжения (free-slip) или частичного (partial-slip), использующее симметричный тензор вязких напряжений и адвекции в форме потока (flux-form advection), фактически соответствует отсутствию скольжения (no-slip) на гранях «ступенек» сетки [14,15]. В результате, в решении отмечаются спорадические локальные вертикальные скорости, приводящие к «размытию» придонной струи;

— в z-координатной модели геопотенциальные вертикальные координаты пересекают изопикнические поверхности. Несовпадение координатных поверхностей с изопикнами вызывает ложное диапикническое перемешивание при горизонтальной адвекции водных масс численными схемами против потока (up-wind) высокого порядка точности. В этом случае рост потенциальной энергии системы возникает без каких-либо физически оправданных источников [16–19];

— резкое изменение по пространству толщин придонных ячеек приводит к слишком быстрому разбавлению потока тяжелых плотных вод в окружающей среде. Плотные водные массы могут проникать в ячейки слишком большого объема, что не позволяет им сохранять свои свойства [20].

Существует несколько способов, которые потенциально могут уменьшить численное перемешивание и, в частности, ложное диапикническое перемешивание. В настоящей работе рассматриваются три из них. Наиболее очевидный — увеличение разрешения. В многочисленных исследованиях, посвященных идеализированным и реалистичным течениям, утверждается, что значительного снижения чрезмерного перемешивания можно достичь путем существенного увеличения пространственного разрешения. Хотя ряд этих исследований рекомендуют отдавать приоритет увеличению горизонтального разрешения [21–23], в других [24, 25] показано, что уточнение только вертикального разрешения также может привести к снижению ложного численного перемешивания. Известно также, что вертикальное разрешение сетки играет важную роль в сохранении плотностной структуры солевого залива в Балтийском море [26]. В [27] высказано предположение, что оптимальное разрешение топографии достигается, когда дискретное соотношение вертикальной и горизонтальной граней ячеек соответствует фактическому уклону рельефа дна.

Второй способ заключается в использовании более точных адвективных схем с целью уменьшения ошибки усечения, что приводит к уменьшению численного перемешивания в системе.

И последний подход — стабилизация центральных адвективных схем высокого порядка с помощью так называемой «изонейтральной» диффузии [28].

С целью улучшения качества трехмерного моделирования придонного слоя (ПС) и распространения заток североморских вод, в настоящей работе на модели усеченного бассейна Балтийского моря исследуются пути уменьшения численной диффузии для улучшения воспроизведения придонного течения. Как значимый критерий качества воспроизведения придонного потока рассматривается возможность воспроизведения особенностей ПС, зафиксированных в процессе высокочастотного сканирования вертикальной структуры моря.

В качестве инструмента исследования используется новая вычислительно эффективная модель общей циркуляции океана Oceananigans [29], которая вместе с моделью NEMO-Nordic более подробно описана во втором разделе статьи «Методы и данные измерений». В третьем разделе приводятся результаты расчетов распространения залива 1993 г. по двум указанным моделям в сравнении с результатами экспедиционных измерений, выполненных под руководством В.Т. Паки [30, 31]. Последний раздел статьи посвящен дискуссии и выводам.

2. Методы и данные измерений

Для исследования распространения гравитационного течения североморских вод по дну Балтийского моря в настоящей работе использованы следующие данные измерений и результаты расчетов по моделям NEMO-Nordic и Oceananigans.

1. Уникальные данные высокочастотного сканирования, полученные в 1993 г. В.Т. Пакой и др. [30, 31]. Результаты натурных исследований, использованные в работе, получены в ходе измерений, выполненных с помощью буксируемого сканирующего CTD-зонда на поперечных разрезах Слупского желоба и Готландской впадины, а также на продольном разрезе вдоль Готландской впадины. Измерения проводились с применением технологии высокочастотного сканирования водной толщи на ходу судна, что позволило получить профили гидрофизических характеристик с высоким пространственным разрешением за минимальное время [32]. Все измерения проводились с помощью профилографа Mark III NBIS CTD. С помощью этого метода получено около 2000 CTD-профилей с шагом около 300–500 м во всем слое от поверхности моря до дна (за исключением приповерхностного и придонного слоев толщиной 1–2 м) [32–34]. Данные были собраны в марте–апреле 1993 г., спустя 2–3 месяца после крупномасштабного залива североморских вод в Балтийское море в январе того же года.

2. Данные регионального реанализа гидрофизических полей Балтийского моря (Baltic Sea Physics Analysis and Forecast, BSPAF) [35], основанного на численной реализации гидродинамической модели NEMO, версия 3,6 [11] для условий Балтийского моря, в которой используется процедура ассимиляции контактной и спутниковой информации, основанная на фильтре Кальмана [36]. В качестве ассимилируемых переменных в модели NEMO 3,6 использовались спутниковые данные поверхностной температуры воды, полученные ледовой службой Шведского метеорологического и гидрологического института (SMHI¹), а также *in-situ* измерения температуры и солёности из базы данных международного совета по исследованию моря (ICES²) [37].

¹ Swedish Meteorological and Hydrological Institute

² International Council for the Exploration of the Sea

3. Результаты расчетов по новой модели общей циркуляции океана Oceananigans, разработанной специально для графических процессоров. Эта модель — высочайшей эффективности, она достигает скорости 9,9 моделируемых лет в день при разрешении 10 км в случае моделировании глобального океана, используя менее 1 % ресурсов современных суперкомпьютеров. В основе модели лежат уравнения термогидродинамики океана со свободной поверхностью в приближениях Буссинеска и гидростатики, которые дискретизируются на конечно-объемных смещенных сетках типа C. Основным нововведением является новая адаптивная схема, основанная на взвешенных, по существу, не колебательных схемах WENO (англ. weighed essentially non-oscillatory scheme) для переноса импульса, температуры, солёности и трассеров на криволинейных сетках конечного объема [38]. Эта новая схема автоматически адаптируется к изменению пространственного разрешения и позволяет проводить стабильное, высокоточное моделирование турбулентности в океане без диссипации.

При описании распространения придонного гравитационного течения через основные котловины Балтийского моря (Арконская, Борнхольмская, Гданьская и Готландская впадины) для экономии вычислительных ресурсов выбрано не всё Балтийское море, а только усечённый расчетный домен, представленный на рис. 2. На открытых боковых границах домена задавались компоненты горизонтальной скорости течений, температура и солёность (по данным реанализа, выполненного на основе NEMO-Nordic 2). На верхней границе домена для тех же переменных используется условие «подталкивания» (nudging) с коэффициентом пропорциональности 0,01. На дне задаётся квадратичное трение по формуле, предложенной в [12], вертикальные потоки тепла и соли полагаются равными нулю.

При воспроизведении залива 1993 г. выяснилось, что начальные условия, использованные в расчёте по модели NEMO-Nordic 2, сильно отличаются от данных наблюдений на станциях постоянного мониторинга (см., например, эти данные в системе ассимиляции данных DAS (англ. Data Assimilation System) Института Балтийского гнезда Стокгольмского Университета³ [39]. Для получения реалистичных начальных условий, использованных в наших расчетах по модели Oceananigans, были привлечены данные наблюдений из архива DAS. Начальные распределения температуры и солёности были построены путем интерполяции данных натурных наблюдений, полученных в период с ноября 1992 г. по январь 1993 г. в ячейки расчетной сетки. Интерполяция натурных данных в узлы регулярной сетки осуществлялась с использованием встроенных инструментов системы DAS.

Сравнение результатов расчетов по моделям NEMO-Nordic 2 и Oceananigans требует знания сходств и различий как самих моделей, так и их конфигураций в выполненных расчётах (см. табл. 1). К наиболее существенным различиям моделей относятся следующие.

1. Точность схем для адвективных членов уравнений. В модели Oceananigans для всех адвективных членов используются схемы 5-го порядка точности. Исключение составляют ячейки сетки, примыкающие к границам расчётной области, где эти члены рассчитываются со вторым порядком точности. В модели NEMO-Nordic 2 для адвективных членов используются схемы 3-го и 4-го порядка точности.

2. Вертикальное разрешение. NEMO — Nordic 2 использует вертикальные координату z^* , являющуюся упрощенным вариантом сложных гибридных координат [26]. Такие гибридные координаты позволяют лучше представить бароклинные течения в Балтийском море, но их использование требует более высоких вычислительных затрат. В модели Oceananigans используется обычная координата z .

Таблица 1

Table 1

Параметризации и параметры моделей NEMO-Nordic и Oceananigans в выполненных расчётах

Parameterizations and parameters of the NEMO-Nordic and Oceananigans models in the calculations performed

Параметризация/параметр	NEMO-Nordic	Oceananigans
Горизонтальное разрешение	1 морская миля	1 морская миля
Вертикальное разрешение	Переменное, 36 слоев от 1 до 25 м (56 слоев в случае объединения с Северным морем)	Постоянное, 120 слоев по 2 м
Вертикальная координата	Гибридная z^* [26]	z

³ Baltic Nest Institute, Stockholm University

Параметризация/параметр	NEMO-Nordic	Oceananigans
Свободная поверхность	Явное интегрирование баротропной моды	Ускоренное интегрирование баротропной моды за счёт явных подциклов (от 10 до 30)
Вертикальное турбулентное перемешивание	Схема, основанная на уравнении для кинетической энергии турбулентности (схема TKE) [40]	Модифицированная схема TKE [41]
Адвективная схема для количества движения	По горизонтали: смещенная вверх по потоку схема (UBS, upstream biased scheme) 3-го порядка По вертикали: схема центральных разностей 4-го порядка	По горизонтали: WENO 7-го порядка По вертикали: WENO 7-го порядка
Адвективная схема для температуры, солёности и трассеров	По горизонтали и вертикали: Транспортная схема с коррекцией потоков (flux-corrected transport (FCT) scheme) 4-го порядка	По горизонтали: WENO 7-го порядка По вертикали: схема центральных разностей 8-го порядка
Горизонтальные коэффициенты вязкости и диффузии	При $z \leq 30$ м $K_v = 50$ При $z > 30$ м $K_v = 5$ $K_T = 0,1 * K_v$	$K_v = 50$ $K_T = 1$
Параметризация придонного слоя	Диффузионный придонный слой [42]	Отсутствует
Изопикническое перемешивание	Вращение тензора горизонтальной диффузии	Отсутствует

В следующем разделе обсуждаются результаты расчетов распространения североморских вод в Балтийском море в период большого затoka 1993 г., выполненные по моделям NEMO-Nordic и Oceananigans. Расчеты начинаются 01.01.1993 г. и заканчиваются 17.04.1993 г.

3. Результаты

Традиционно мониторинг затoka осуществляется по станции интенсивного мониторинга BY15 (крайняя западная точка разреза IV) глубиной 240–250 м (рис. 1). Как следует из данных наблюдений, в рассматриваемый период 01.01–17.04.1993 г. отмечается увеличение придонной солёности на 0,5 ‰. На дату измерения на этой станции обе модели демонстрируют погрешность не более 0,5 ‰, однако вертикальный профиль солёности и глубина перемешанного слоя значительно лучше воспроизводятся в модели Oceananigans по сравнению с NEMO. При этом расчет по NEMO показывает увеличение за рассматриваемый период придонной солёности с 9,8 до 11 ‰, что никак не прослеживается в изменениях придонного струйного течения по картам придонной солёности, приведенным на рис. 2. Напротив, расчет по Oceananigans (верхний фрагмент рис. 2) демонстрирует наличие ярко выраженного придонного течения на участке, ограниченном выходом из Слупского желоба (разрез с пометкой II) до Готландской впадины (разрез IV). Из чего можно сделать вывод, что профиль, рассчитанный по модели NEMO на станции BY15, является продуктом ассимиляции, а придонные плотностные течения в данном расчете сильно размыты.

О качестве воспроизведения структурных особенностей плотностного течения можно судить по придонной солёности, которая более консервативна, чем температура. На рис. 3–5 приведены модельные и измеренные распределения солёности на сечениях высокочастотного сканирования [32], положения которых отмечены линиями на рис. 2.

Некоторое «размытие» верхних и боковых границ потока отмечается как в данных измерений, так и в результатах моделирования. Судя по распределениям солёности, обе модели в целом воспроизводят структуру придонного течения, представленную на рис. 3–5, однако в расчете NEMO-Nordic придонная струя чрезмерно «размыта» по вертикали. Модель Oceananigans существенно ближе к данным измерений, о чем можно судить по положению изогалины 8 ‰.

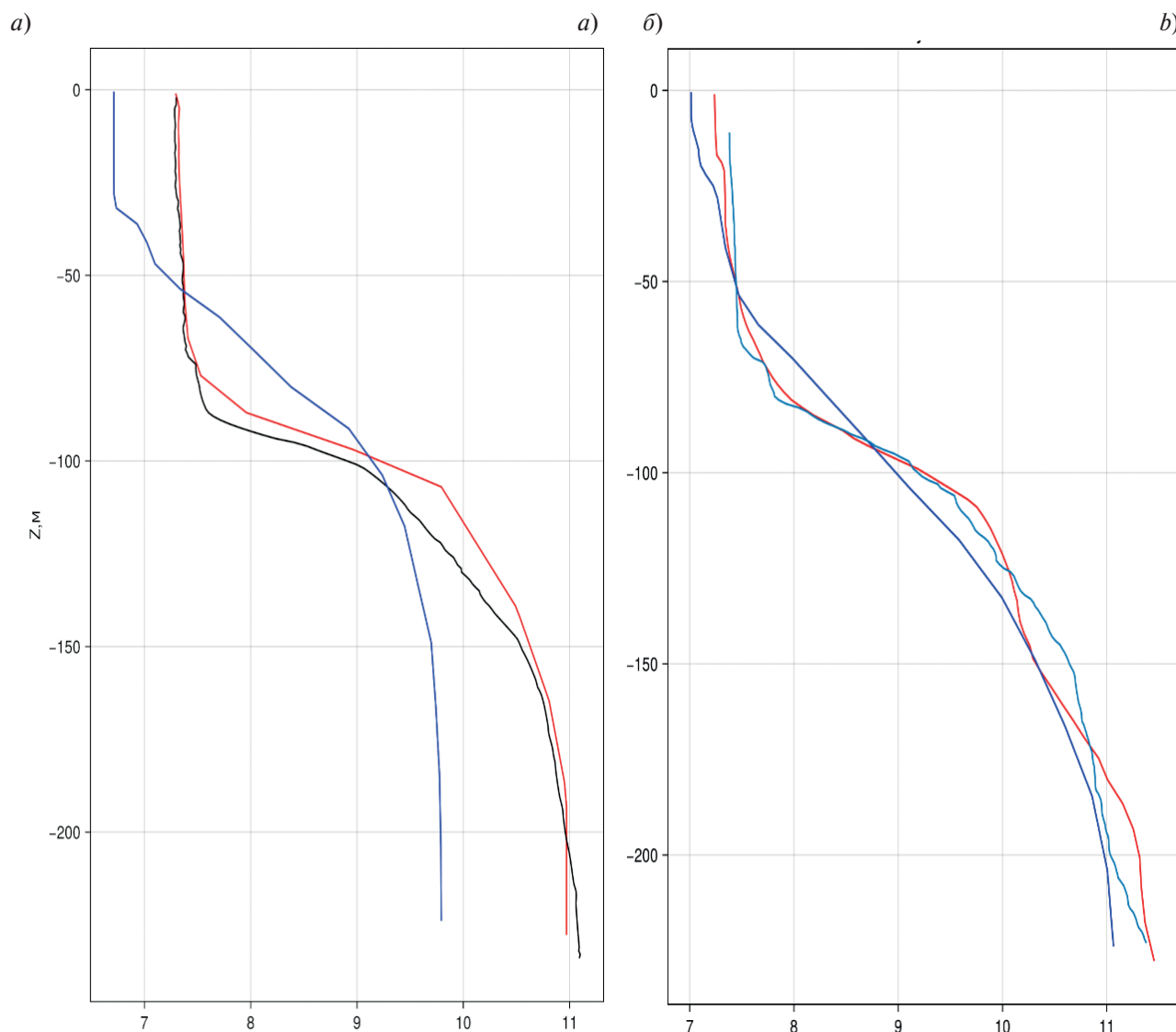


Рис. 1. Профили солёности (‰) на станции интенсивного мониторинга BY15 (Готландская впадина). Фрагмент *a* относится к 01.01.1993, *б* — к 17.04.1993. Синие кривые — результаты расчёта по NEMO-Nordic, красные кривые — результаты расчёта по Oceananigans, черная кривая — данные измерений из архива DAS, бирюзовая кривая — станция № 6020 по данным [31]

Fig. 1. Salinity profiles (‰) at the intensive monitoring station BY15 (Gotland Basin). Fragment *a* refers to 01.01.1993, *b* — to 17.04.1993. Blue curves are the results of calculations according to NEMO-Nordic, red curves are the results of calculations according to Oceananigans, the black curve is the measurement data from the DAS archive, the turquoise curve is station No. 6020 according to data from [31]

Согласно данным измерений и результатам расчетов, в придонном слое отмечается наличие «ядра» потока между отметками 0,1 и 0,38 по оси x (рис. 3), а изогалины заглубляются с севера на юг на разрезе I (рис. 3) и юго-запада на северо-восток на разрезе III (рис. 5), что говорит о том, что придонное плотностное течение распространяется преимущественно вдоль северного берега моря в Слупском желобе (разрез I) и вдоль западного берега в районе разреза III, т. е. поток стремится отклониться влево от основного направления движения. Анализ результатов моделирования показал, что подобное отклонение потока характерно на протяжении всего моделируемого периода. На разрезе II (рис. 4) указанная особенность распределения солёности маскируется сложностью рельефа дна. Выход из Слупского желоба «перекрывает» порог в северной части рассматриваемого района, и направление придонного течения в данной области определяется наличием относительно узкого канала у южного склона. Отмеченные особенности придонного плотностного течения в Слупском желобе ранее были подробно описаны и интерпретированы с помощью натурных измерений и моделирования в [43].

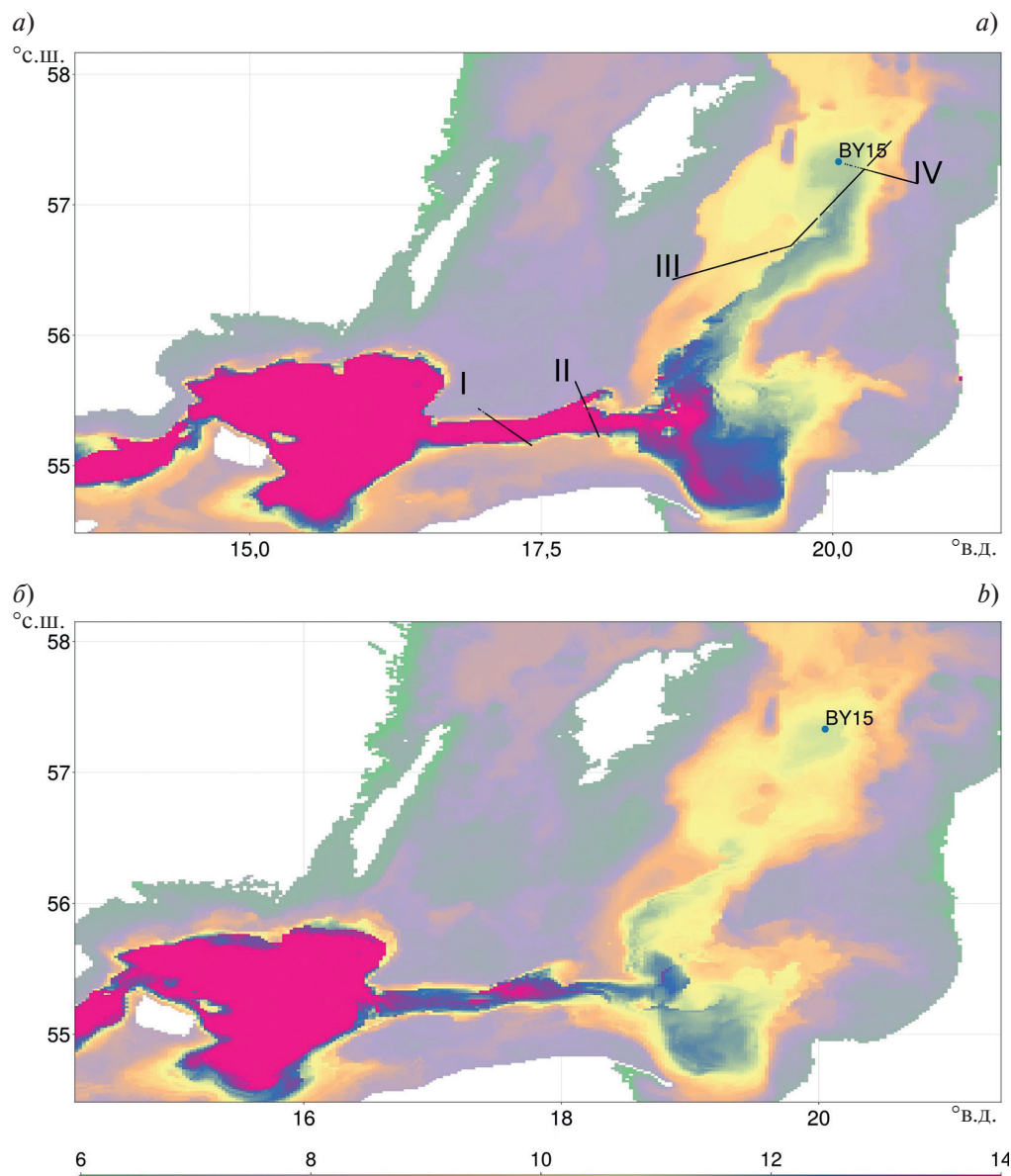


Рис. 2. Карты придонной солёности (‰) на 17.04.1993: *а* — Oceananigans; *б* — NEMO. Линиями на фрагменте *а* показаны положения некоторых вертикальных разрезов В.Т. Паки [31]

Fig. 2. Bottom salinity maps for 17.04.1993: *a* — Oceananigans, *b* — NEMO. Lines in fragment *a* show the positions of some vertical sections by V.T. Paka [31]

Сравнение расчетных и измеренного профилей солёности на станции BY15 в начале и конце рассматриваемого периода (рис. 1), а также положения изогалины 8 ‰ на разрезе III (рис. 5) показывает, что верхний перемешанный слой до 60–70 м мало меняется по данным измерений и модели Oceananigans в районе Готландской впадины. В то же время, согласно расчётам NEMO-Nordic, за это время происходит сильная эрозия пикноклина на глубинах 30–80 м, несмотря на довольно высокое вертикальное разрешение расчетной сетки модели (3–5 м) в области пикноклина.

Приведенный на рис. 2 расчет придонной солёности моделью Oceananigans — наилучший из серии выполненных расчетов. Он соответствует оптимальному для уменьшения численной диффузии сочетанию параметров: *а*) толщины придонного слоя, равной 2 м, что не превышает реальный перепад глубин на милю (горизонтальный шаг сетки) в 90 % точек расчетной сетки, *б*) точности адвективных схем (7-й порядок точности схемы WENO по горизонтали и 8-й порядок точности схемы центральных разностей по вертикали). Заметим, что снижение порядка точности адвективных схем до 3–4 при сохранении вертикального разрешения приводит к недооценке солёности на 0,5 ‰ в придонном слое на станции BY15 и менее выраженному придонному течению.

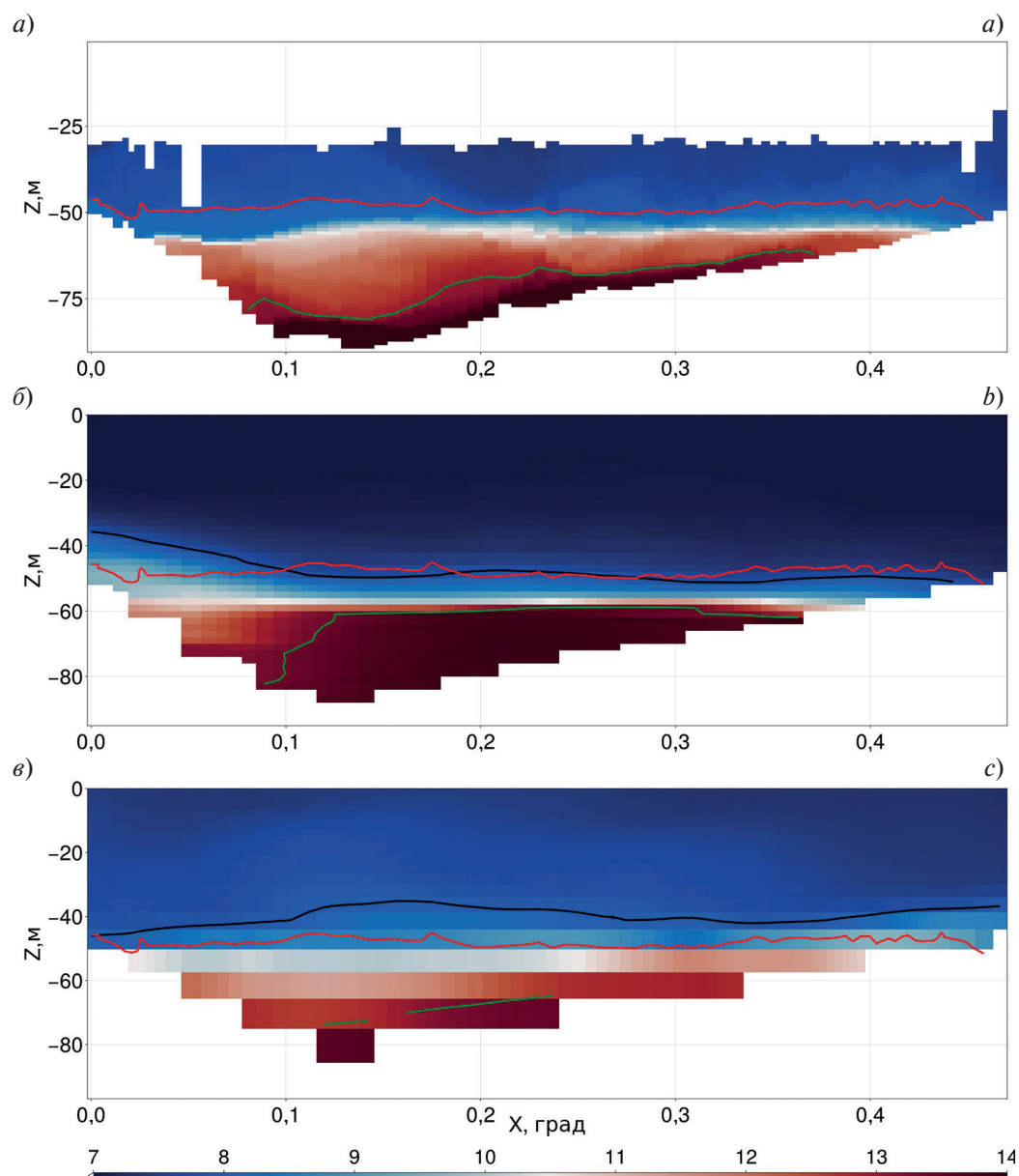


Рис. 3. Солёность (‰) на разрезе I (13.04.1993), ось абсцисс направлена с юга на север: *a* — данные измерений [31], *б* — Oceananigans, *в* — NEMO-Nordic. Линии соответствуют положению изогалины 8 ‰: красная кривая — данные измерений, черная кривая — соответствующая модель, зеленая — изогалина 13 ‰. Положение разреза показано на рис. 2. Шаг оси $X = 0,2$ соответствует примерно 22 км

Fig. 3. Salinity (‰) in section I (13.04.1993), the abscissa axis is directed from south to north: *a* — measurement data [31], *b* — Oceananigans, *c* — NEMO-Nordic. The lines correspond to the position of the 8 ‰ isohaline: the red curve is the measurement data, the black curve is the corresponding model, the green one is the 13 ‰ isohaline. The position of the section is shown in Fig. 2. The X -axis step = 0.2 corresponds to approximately 22 km

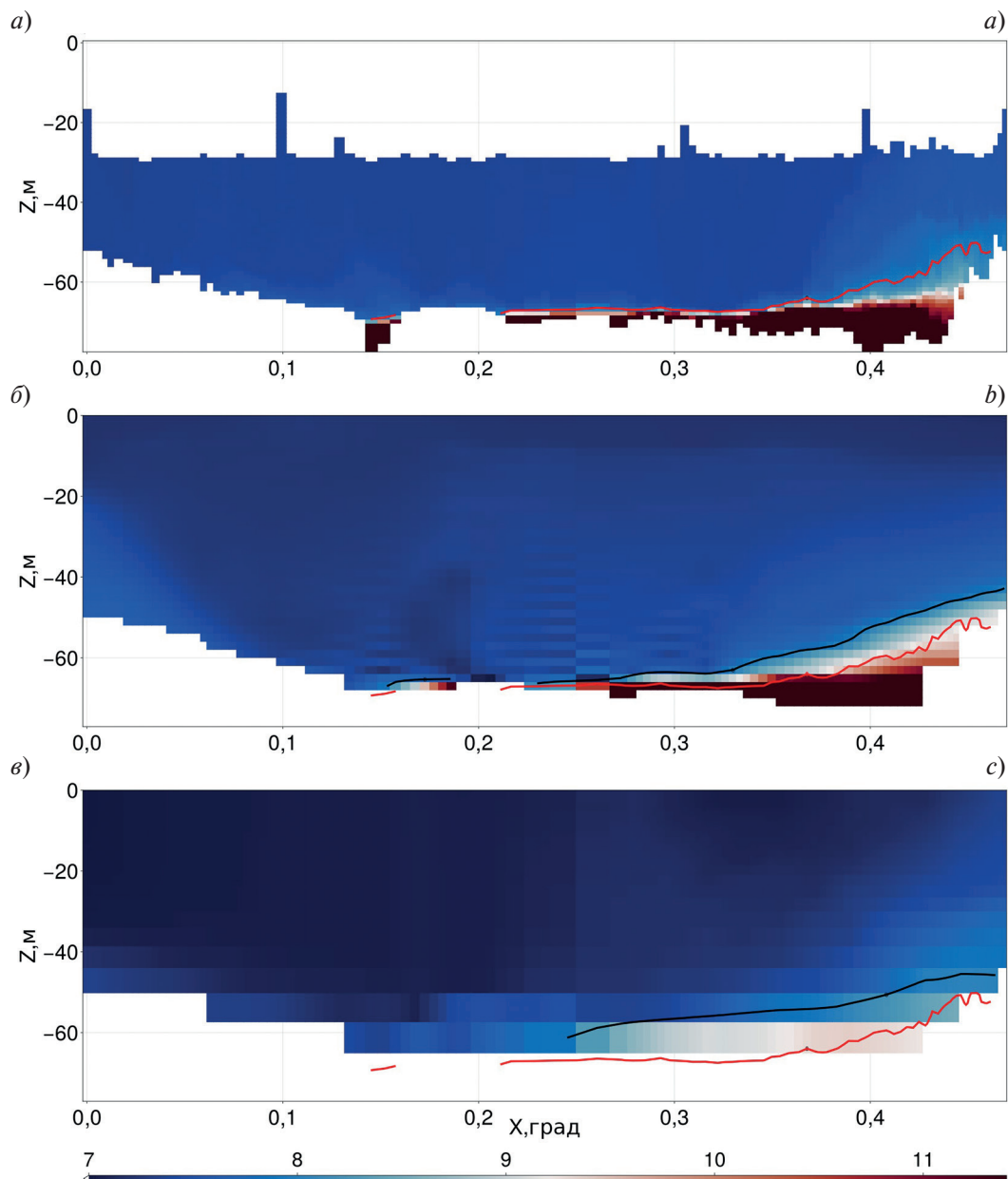


Рис. 4. Солёность (‰) на разрезе II (15.04.1993), ось абсцисс направлена с севера на юг: *a* — данные измерений [31]; *b* — Oceananigans; *c* — NEMO-Nordic. Линии соответствуют положению изогадины 8 ‰: красная кривая — данные измерений, черная кривая — соответствующая модель. Положение разреза показано на рис. 2. Шаг оси $X = 0,1$ соответствует примерно 11 км

Fig. 4. Salinity (‰) in section II (15.04.1993), the abscissa axis is directed from north to south. *a* — measurement data [31], *b* — Oceananigans, *c* — NEMO-Nordic. The lines correspond to the position of the 8 ‰ isohaline: the red curve is the measurement data, the black curve is the corresponding model. The position of the section is shown in Fig. 2. The X -axis step = 0.1 corresponds to approximately 11 km

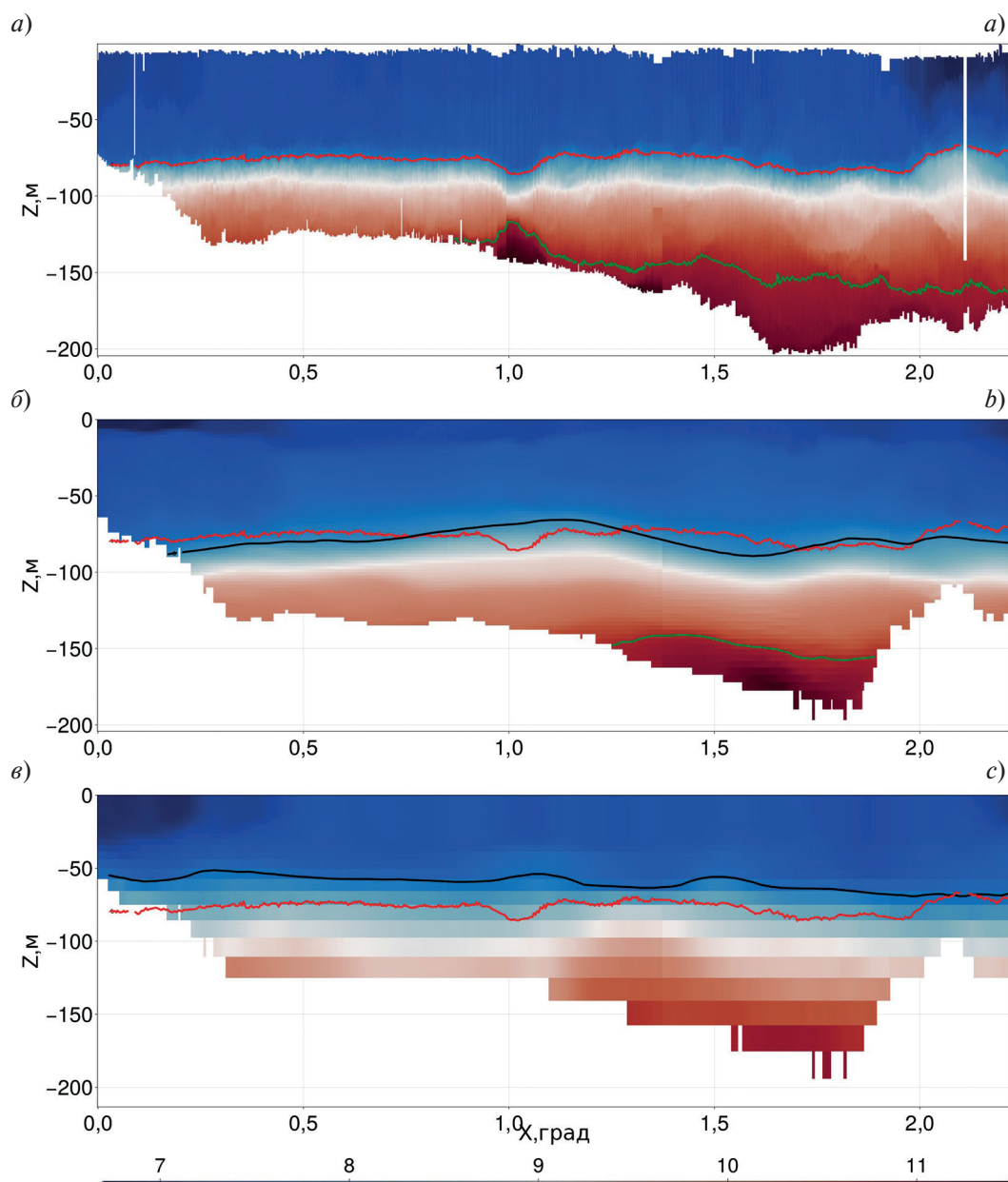


Рис. 5. Солёность (‰) на разрезе III (17.04.1993): *a* — данные измерений [31], *б* — Oceananigans, *в* — NEMO-Nordic. Линии соответствуют положению изогалины 8 ‰: красная кривая — данные измерений, черная — соответствующая модель, зеленая — изогалина 11 ‰. Положение разреза показано на рис. 2. Шаг оси X = 0,5 соответствует примерно 55 км

Fig. 5. Salinity (‰) in section III (17.04.1993): *a* — measurement data [31], *b* — Oceananigans, *c* — NEMO-Nordic. The lines correspond to the position of the 8 ‰ isohaline: the red curve is the measurement data, the black curve is the corresponding model, the green one is the 11 ‰ isohaline. The position of the section is shown in Fig. 2. The X-axis step = 0.5 corresponds to approximately 55 km

Эксперименты по чувствительности решения к учёту «изонейтральной» диффузии показали, что подобрать оптимальное сочетание диапикнического и изопикнического коэффициентов, которое может улучшить воспроизведение распространения придонного потока соли, для данного водного объекта не удаётся (возможно в силу очень резких градиентов солёности): увеличение «изонейтрального» коэффициента диффузии приводило к уменьшению солёности в ПС или даже вообще к отсутствию проникновения плотных заток в Балтийское море, что согласуется с выводами [12].

4. Дискуссия

Схемы адвекции высокого порядка могут использоваться для уменьшения численной диффузии, однако, следует помнить, что они могут генерировать ложные, нефизические колебания адвектируемой характеристики. Это — основной недостаток схем высокого порядка точности, выраженный в росте осцилляций в решении с увеличением порядка точности адвективной схемы. В рассматриваемом здесь решении уравнений модели Oceananigans осцилляции возникают при использовании схемы UPS7-го порядка точности и не возникают при использовании схемы WENO такого же порядка точности. С другой стороны, эффективность любой схемы адвекции, включая схемы высокого порядка, связана с разрешением сетки. В случае грубой сетки, даже схема высокого порядка точности может неточно представлять поток характеристики при значительной численной диффузии.

Используемое вертикальное разрешение в NEMO-Nordic обусловлено экономией вычислительных ресурсов. Предложенная выше конфигурация Oceananigans имеет в 4 раза больше ячеек сетки, причём скорость вычислений уменьшается всего лишь на 30 % из-за отказа от «дорогостоящих» параметризаций, используемых в NEMO-Nordic (введение координаты Z^* удлиняет расчет на 20 %, поворот тензора горизонтальной диффузии — на 80 %, параметризация придонного слоя — на 2 %) и более эффективной организации параллельных расчётов. Таким образом, предлагаемая конфигурация увеличивает в основном требование к памяти компьютера, что не является критичным фактором для большинства современных систем.

Представленные данные моделирования находятся в соответствии с существующими представлениями о поведении течений в пределах придонного слоя Экмана [43], согласно которым в северном полушарии вектор скорости течений отклоняется влево от направления потока, определяемого наклоном дна. Для более детального анализа качества воспроизведения моделью придонного течения в каналах и на склонах по пути следования затoka североморских вод необходимы дополнительные расчеты с уточненной батиметрией и, возможно, увеличенным разрешением по горизонтали. Правильное описание вертикальной структуры потока важно для точной оценки «размытия» придонного струйного течения в зонах высоких значений горизонтальных градиентов плотности.

Оценивая результаты сравнения данных измерений и модельных расчётов, следует помнить, что использованное поле глубин существенно отличается в расчетах и данных [31] (ср. верхний фрагмент с двумя нижними на рис. 3–5). Этот недостаток мог бы быть в определенной степени преодолен путём использования существующего поля глубин с пространственным разрешением 250 м, однако в настоящем исследовании использовалось поле глубин, близкое к полю в NEMO-Nordic, что обеспечивало близость конфигураций модельных бассейнов Oceananigans и NEMO-Nordic.

5. Заключение

Результаты расчета распространения затoka солёных североморских вод в придонном слое Балтийского моря в период январь–апрель 1993 г., выполненного по модели Oceananigans, находятся в лучшем соответствии с данными наблюдений В.Т. Паки [31], чем результаты реанализа, выполненного по модели NEMO-Nordic. Согласно результатам NEMO-Nordic, из-за высокой численной диффузии перманентный галоклин получается размытым, что не соответствует данным измерений. В расчетах с использованием Oceananigans удалось достигнуть заметно лучшего соответствия за счёт существенного снижения численной диффузии путём увеличения вертикального разрешения и использования адвективных схем высокого порядка точности, а также отказа от использования сложных параметризаций придонного слоя или псевдоизопикнического перемешивания в z -координатной модели Oceananigans без использования процедуры ассимиляции данных наблюдений. Указанные усовершенствования модели Oceananigans понизили скорость вычислений всего лишь на 30 %.

Конечной целью разрабатываемых модельных конфигураций являются длительные климатические расчёты физических и биогеохимических характеристик моря без процедуры ассимиляции. Хотя продолжительность выполненного расчета составляет всего 3,5 месяца, разработанная конфигурация Oceananigans внушает определённые надежды на получение без процедуры ассимиляции адекватных оценок распространения придонного гравитационного плотностного течения в Балтийском море и его взаимодействия с осадками, включая обмен кислородом, что важно для моделирования морских экосистем. Разумеется, решение этой задачи потребует выполнения расчётов на более длительные времена и возможной коррекции модельной конфигурации, если результаты моделирования будут расходиться с данными наблюдений.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России для ИО РАН (тема № FMWE-2024-0028)

Funding

The work was carried out within the framework of the state assignment of the Ministry of Education and Science of Russia for the Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences (topic No. FMWE-2024-0028)

Литература

1. *Mohrholz V., Naumann M., Nausch G., Krüger S., Gräwe U.* Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation // *Journal of Marine Systems*. 2015. Vol. 148. P. 152–166. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.03.005>
2. *Gräwe U., Naumann M., Mohrholz V., Burchard H.* Anatomizing one of the largest saltwater inflows into the Baltic Sea in December 2014 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120. P. 7676–7697. <https://doi.org/10.1002/2015jc011269>
3. *Mohrholz V.* Major Baltic Inflow Statistics — Revised // *Frontiers in Marine Science*. 2018. Vol. 5, N 384. EDN IQMGTT. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00384>
4. *Lehmann A.* A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1995. Vol. 47. P. 1013–1031. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v47i5.11969>
5. *Meier M., Doescher R., Coward A.C., Nycander J., Döös K.* RCO — Rossby Centre regional Ocean climate model: model description (version 1.0) and first results from the hindcast period 1992/93: Tech. Rep. 26, SMHI, Norrköping, Sweden, 1999.
6. *Funkquist L., Kleine E.* HIROMB: An introduction to HIROMB, an operational baroclinic model for the Baltic Sea: Reports Oceanography 37. Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden, 2007.
7. *Berg P., Poulsen J.W.* Implementation details for HBM: Tech. Rep. Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark, 2012.
8. *Dietze H., Löptien U., Getzlaff K.* MOMBA 1.1 — a high-resolution Baltic Sea configuration of GFDL’s Modular Ocean Model // *Geoscientific Model Development*. 2014. Vol. 7. P. 1713–1731. EDN VFTAZT. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1713-2014>
9. *Gräwe U., Naumann M., Mohrholz V., Burchard H.* Anatomizing one of the largest saltwater inflows into the Baltic Sea in December 2014 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120. P. 7676–7697. <https://doi.org/10.1002/2015jc011269>
10. *Рябченко В.А., Карлин Л.Н., Исаев А.В.* и др. Модельные оценки эвтрофикации Балтийского моря в современном и будущем климате // *Океанология*. 2016. Vol. 56, N 1. P. 41–50. EDN VIOSEJ. <https://doi.org/10.7868/S0030157416010160>
11. *Hordoir R., Axell L., Höglund A.* et al. Nemo-Nordic 1.0: a NEMO-based ocean model for the Baltic and North seas — research and operational applications // *Geoscientific Model Development*. 2019. Vol. 12. P. 363–386. EDN NTHIL. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-363-2019>
12. *Kärnä T., Ljungemyr P., Falahat S.* et al. Nemo-Nordic 2.0: operational marine forecast model for the Baltic Sea // *Geoscientific Model Development*. 2021. Vol. 14. P. 5731–5749. EDN: ZMZZPA. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-5731-2021>
13. *Madec G., Bourdallé-Badie R., Chanut J.* et al. NEMO ocean engine // *Zenodo*. 2019. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3878122>
14. *Deremble B., Hogg A.M., Berloff P., Dewar W.K.* On the application of no-slip lateral boundary conditions to ‘coarsely’ resolved ocean models // *Ocean Modelling*. 2011. Vol. 39, N3. P. 411–415. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.05.002>
15. *Nasser A.A.* Advancing the representation of flows along topography in z-coordinate ocean models // *Ocean, Atmosphere*. Sorbonne Université, 2023. English. NNT: 2023SORUS446. <https://theses.hal.science/tel-04399405v1>
16. *Hill C., Ferreira D., Campin J.-M.* et al. Controlling spurious diapycnal mixing in eddy-resolving height-coordinate ocean models — Insights from virtual deliberate tracer release experiments // *Ocean Modelling*. 2012. Vol. 45–46. P. 14–26. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.001>
17. *Ilicak M., Adcroft A., Griffies S., Hallberg R.* Spurious diapycnal mixing and the role of momentum closure // *Ocean Modelling*. 2012. Vol. 45–46. P. 37–58. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.10.003>

18. *Ilicak M.* Quantifying spatial distribution of spurious mixing in ocean models // *Ocean Modelling*. 2016. Vol. 108. P. 30–38. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.11.002>
19. *Megann A.* Estimating the numerical diapycnal mixing in an eddy-permitting ocean model // *Ocean Modelling*. 2018. Vol. 121. P. 19–33. EDN: YIGMNE. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.11.001>
20. *Campin J.-M., Goosse H.* Parameterization of density-driven downsloping flow for a coarse-resolution ocean model in z-coordinate // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1999. 51A. P. 412–430. EDN LPTUJ. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v51i3.13468>
21. *Legg S., Hallberg R.W., Giron J.B.* Comparison of entrainment in overflows simulated by z-coordinate, isopycnal and non-hydrostatic models // *Ocean Modelling*. 2006. Vol. 11, N 1–2. P. 69–97. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.11.006>
22. *Riemenschneider U., Legg S.* Regional simulations of the Faroe Bank Channel overflow in a level model // *Ocean Modelling*. 2007. Vol. 17, N 2. P. 93–122. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.01.003>
23. *Legg S., Jackson L., Hallberg R.W.* Eddy-Resolving Modeling of Overflows // *Ocean Modeling in an Eddying Regime*. American Geophysical Union, 2008. P. 63–81 (eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/>). <https://doi.org/10.1029/177GM06>
24. *Reckinger S.M., Petersen M.R., Reckinger S.J.* A study of overflow simulations using MPAS-Ocean: Vertical grids, resolution, and viscosity // *Ocean Modelling*. 2015. Vol. 96. P. 291–313. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.006>
25. *Laanaia N., Wirth A., Molines J.M., Barnier B., Verron J.* On the numerical resolution of the bottom layer in simulations of oceanic gravity currents // *Ocean Science*. 2010. Vol. 6, N 2. P. 563–572. <https://doi.org/10.5194/os-6-563-2010>
26. *Gräwe U., Holtermann P., Klingbeil K., Burchard H.* Advantages of vertically adaptive coordinates in numerical models of stratified shelf seas // *Ocean Modelling*. 2015. Vol. 92. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.05.008>
27. *Winton M., Hallberg R., Gnanadesikan A.* Simulation of density-driven frictional downslope flow in z-coordinate ocean models // *Journal of Physical Oceanography*. 1998. Vol. 28. P. 2163–2174. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<2163:SODDFD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<2163:SODDFD>2.0.CO;2)
28. *Lemarié F., Debreu L., Shchepetkin A., McWilliams J.* On the stability and accuracy of the harmonic and biharmonic isoneutral mixing operators in ocean models // *Ocean Modelling*. 2012. Vol. 52–53, N 27. P. 9–35. EDN XZVETY. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.04.007>
29. *Wagner G.L., Silvestri S., Constantinou N.C., Ramadhan A., Campin J.M., Hill C., Chor T., Strong-Wright J., Lee X.K., Poulin F., Souza A.* High-level, high-resolution ocean modeling at all scales with Oceananigans. arXiv preprint arXiv: 2502.14148, 2025.
30. *Пака В.Т., Кушников В.В.* Об использовании термохалозондов в режиме буксировки. *Океанология*. 1989. Т. 29, № 1. С. 160–163.
31. *Paka V.T.* Thermohaline structure of the waters over the cross sections in the Slupsk Channel of the Baltic Sea in spring, 1993 // *Oceanology*. 1996. Vol. 36, N 2. P. 188–198. EDN LDSPLL
32. *Журбас В.М., Пака В.Т.* Интрузионное расслоение галоклина в Готландском бассейне, обусловленное большим заток североморских вод в Балтику в январе 1993 г. // *Океанология*. 1997. Т. 33, № 4. С. 549.
33. *Zhurbas V.M., Paka V.T.* Mesoscale thermohaline variability in the Eastern Gotland Basin following the 1993 major Baltic inflow // *Journal of Geophysical Research*. 1997. Vol. 102, N C9. P. 20,917–20,926. EDN WNAABX. <https://doi.org/10.1029/97JC00443>
34. *Zhurbas V.M., Paka V.T.* What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? // *Journal of Marine Systems*. 1999. Vol. 21, Iss. 1–4. P. 229–241. EDN LFSRWV. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00016-0](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00016-0)
35. *Baltic Sea Physics Reanalysis | Copernicus Marine Service* Copernicus Marine Data Store | Copernicus Marine Service. URL: <https://data.marine.copernicus.eu/product/description> <https://doi.org/10.48670/moi-00013> (дата обращения: 10.06.2025)
36. *Nerger L., Hiller W., Oter J.* PDAF-The Parallel Data Assimilation Framework: Experiences with Kalman Filtering // *World Scientific*. 2005. P. 63–83. https://doi.org/10.1142/9789812701831_0006
37. *International Council for the Exploration of the Sea (ICES)*. URL: <http://www.ices.dk> (дата обращения: 10.06.2025)
38. *Silvestri S., Wagner G., Campin J.-M., Constantinou N., Hill Ch., Souza A., Ferrari R.* A new WENO-based momentum advection scheme for simulations of ocean mesoscale turbulence, 2023. <https://doi.org/10.22541/essoar.170110657.76489860/v1>
39. *Data Assimilation System*. Baltic Nest Institute, Stockholm University. URL: <https://nest.su.se/das/> (дата обращения: 10.06.2025)
40. *Umlauf L., Burchard H.* A generic length-scale equation for geophysical turbulence models // *Journal of Marine Research*. 2003. Vol. 61. P. 235–265. <https://doi.org/10.1357/002224003322005087>

41. Wagner G., Hillier A., Constantinou N., Silvestri S., Souza A., Burns K., Hill Ch., Campin J.-M., Marshall J., Ferrari R. Formulation and calibration of CATKE, a one-equation parameterization for microscale ocean mixing // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2025. Vol. 17. <https://doi.org/10.1029/2024MS004522>
42. Beckmann A., Döscher R. A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models // *Journal of Physical Oceanography*. 1997. Vol. 27. P. 581–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<0581:AMFIRO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0581:AMFIRO>2.0.CO;2)
43. Zhurbas V., Elken J., Paka V., Piechura J., Väli G., Chubarenko I., Golenko N., Shchuka S. Structure of unsteady overflow in the Słupsk Furrow of the Baltic Sea // *Journal of Geophysical Research*. 2012. Vol. 117. C04027. EDN MENQNX. <https://doi.org/10.1029/2011JC007284>

References

1. Mohrholz V, Naumann M, Nausch G, Krüger S, Gräwe U. Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation. *Journal of Marine Systems*. 2015;148:152–166. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.03.005>
2. Gräwe U, Naumann M, Mohrholz V, Burchard H. Anatomizing one of the largest saltwater inflows into the Baltic Sea in December 2014. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015;120:7676–7697. <https://doi.org/10.1002/2015jc011269>
3. Mohrholz V. Major Baltic Inflow Statistics — Revised. *Frontiers in Marine Science*. 2018;5:384. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00384>
4. Lehmann A. A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1995;47:1013–1031. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v47i5.11969>
5. Meier M, Doescher R, Coward AC, Nycander J, Döös K. RCO — Rossby Centre regional Ocean climate model: model description (version 1.0) and first results from the hindcast period 1992/93. Tech Rep. 1999;(26): SMHI, Norrköping, Sweden.
6. Funkquist L, Kleine E. HIROMB: An introduction to HIROMB, an operational baroclinic model for the Baltic Sea. *Reports Oceanogr*. 2007;(37): Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden.
7. Berg P, Poulsen JW. Implementation details for HBM. Tech Rep. 2012; Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark.
8. Dietze H, Löptien U, Getzlaff K. MOMBA 1.1 — a high-resolution Baltic Sea configuration of GFDL's Modular Ocean Model. *Geoscientific Model Development*. 2014;7:1713–1731. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1713-2014>
9. Gräwe U, Naumann M, Mohrholz V, Burchard H. Anatomizing one of the largest saltwater inflows into the Baltic Sea in December 2014. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015;120:7676–7697. <https://doi.org/10.1002/2015jc011269>
10. Ryabchenko VA, Karlin LN, Isaev AV, et al. Model estimates of the eutrophication of the Baltic Sea in the contemporary and future climate. *Oceanology*. 2016;56(1):36–45. <https://doi.org/10.7868/S0030157416010160>
11. Hordoir R, Axell L, Höglund A, et al. Nemo-Nordic 1.0: a NEMO-based ocean model for the Baltic and North seas — research and operational applications. *Geoscientific Model Development*. 2019;12:363–386. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-363-2019>
12. Kärnä T, Ljungemyr P, Falahat S, et al. Nemo-Nordic 2.0: operational marine forecast model for the Baltic Sea. *Geoscientific Model Development*. 2021;14:5731–5749. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-5731-2021>
13. Madec G, Bourdallé-Badie R, Chanut J, et al. NEMO ocean engine. Zenodo. 2019. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3878122>
14. Deremble B, Hogg AM, Berloff P, Dewar WK. On the application of no-slip lateral boundary conditions to ‘coarsely’ resolved ocean models. *Ocean Modelling*. 2011;39(3):411–415. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.05.002>
15. Nasser AA. Advancing the representation of flows along topography in z-coordinate ocean models. *Ocean, Atmosphere*. Sorbonne Université; 2023. <https://theses.hal.science/tel-04399405v1>
16. Hill C, Ferreira D, Campin J-M, Marshall J, Abernathey R, Barrier N. Controlling spurious diapycnal mixing in eddy-resolving height-coordinate ocean models — Insights from virtual deliberate tracer release experiments. *Ocean Modelling*. 2012;45–46:14–26. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.001>
17. Ilicak M, Adcroft A, Griffies S, Hallberg R. Spurious diapycnal mixing and the role of momentum closure. *Ocean Modelling*. 2012;45–46:37–58. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.10.003>
18. Ilicak M. Quantifying spatial distribution of spurious mixing in ocean models. *Ocean Modelling*. 2016;108:30–38. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.11.002>
19. Megann A. Estimating the numerical diapycnal mixing in an eddy-permitting ocean model. *Ocean Modelling*. 2018;121:19–33. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2017.11.001>

20. Campin J-M, Goosse H. Parameterization of density-driven downsloping flow for a coarse-resolution ocean model in z-coordinate. *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 1999;51A:412–430. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v51i3.13468>
21. Legg S, Hallberg RW, Garton JB. Comparison of entrainment in overflows simulated by z-coordinate, isopycnal and non-hydrostatic models. *Ocean Modelling*. 2006;11(1–2):69–97. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.11.006>
22. Riemenschneider U, Legg S. Regional simulations of the Faroe Bank Channel overflow in a level model. *Ocean Modelling*. 2007;17(2):93–122. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.01.003>
23. Legg S, Jackson L, Hallberg RW. Eddy-Resolving Modeling of Overflows. In: *Ocean Modeling in an Eddying Regime*. American Geophysical Union; 2008. p. 63–81. (eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/>). <https://doi.org/10.1029/177GM06>
24. Reckinger SM, Petersen MR, Reckinger SJ. A study of overflow simulations using MPAS-Ocean: Vertical grids, resolution, and viscosity. *Ocean Modelling*. 2015;96:291–313. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.09.006>
25. Laanaia N, Wirth A, Molines JM, Barnier B, Verron J. On the numerical resolution of the bottom layer in simulations of oceanic gravity currents. *Ocean Science*. 2010;6(2):563–572. <https://doi.org/10.5194/os-6-563-2010>
26. Gräwe U, Holtermann P, Klingbeil K, Burchard H. Advantages of vertically adaptive coordinates in numerical models of stratified shelf seas. *Ocean Modelling*. 2015;92. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.05.008>
27. Winton M, Hallberg RW, Gnanadesikan A. Simulation of Density-Driven Frictional Downslope Flow in Z-Coordinate Ocean Models. *Journal of Physical Oceanography*. 1998;28:2163–2174. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<2163:SODDFD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<2163:SODDFD>2.0.CO;2)
28. Lemarié F, Debreu L, Shchepetkin A, McWilliams J. On the stability and accuracy of the harmonic and biharmonic isoneutral mixing operators in ocean models. *Ocean Modelling*. 2012;52–53:9–35. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.04.007>
29. Wagner GL, Silvestri S, Constantinou NC, Ramadhan A, Campin JM, Hill C, et al. High-level, high-resolution ocean modeling at all scales with Oceananigans. *arXiv preprint arXiv:2502.14148*. 2025.
30. Paka VT, Kushnikov VV. About using temperature halosondes in towing mode. *Oceanology*. 1989;29(1):160–163. (in Russian)
31. Paka VT. Thermohaline structure of the waters over the cross sections in the Slupsk Channel of the Baltic Sea in spring, 1993. *Oceanology*. 1996;36(2):188–198.
32. Zhurbas VM, Paka VM. Intrusive stratification of the halocline in the Gotland Basin caused by the large influx of North Sea waters into the Baltic in January 1993. *Oceanology*. 1997;33(4):549. (in Russian)
33. Zhurbas VM, Paka VM. Mesoscale thermohaline variability in the Eastern Gotland Basin following the 1993 major Baltic inflow. *Journal of Geophysical Research*. 1997;102(C9):20917–20926. <https://doi.org/10.1029/97JC00443>
34. Zhurbas VM, Paka VT. What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? *Journal of Marine Systems*. 1999;21(1–4):229–241. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(99\)00016-0](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(99)00016-0)
35. Baltic Sea Physics Reanalysis | Copernicus Marine Service. *Copernicus Marine Data Store*. URL: <https://data.marine.copernicus.eu/product/description>. <https://doi.org/10.48670/moi-00013> (дата обращения: 10.06.2025)
36. Nerger L, Hiller W, Oter J. PDAF-The Parallel Data Assimilation Framework: Experiences with Kalman Filtering. In: *World Scientific*; 2005. p. 63–83. https://doi.org/10.1142/9789812701831_0006
37. International Council for the Exploration of the Sea (ICES). *ICES*. URL: <http://www.ices.dk> (дата обращения: 10.06.2025)
38. Silvestri S, Wagner G, Campin J-M, Constantinou N, Hill C, Souza A, Ferrari R. A new WENO-based momentum advection scheme for simulations of ocean mesoscale turbulence. 2023. <https://doi.org/10.22541/essoar.170110657.76489860/v1>
39. Baltic Nest Institute, Stockholm University. Data Assimilation System. URL: <https://nest.su.se/das/> (дата обращения: 10.06.2025)
40. Umlauf L, Burchard H. A generic length-scale equation for geophysical turbulence models. *Journal of Marine Research*. 2003;61(2):235–265. <https://doi.org/10.1357/002224003322005087>
41. Wagner G, Hillier A, Constantinou N, Silvestri S, Souza A, Burns K, et al. Formulation and Calibration of CATKE, a One-Equation Parameterization for Microscale Ocean Mixing. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2025;17. <https://doi.org/10.1029/2024MS004522>
42. Beckmann A, Döscher R. A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models. *Journal of Physical Oceanography*. 1997;27(3):581–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<0581:AMFIRO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0581:AMFIRO>2.0.CO;2)
43. Zhurbas VM, Elken J, Paka VT, Piechura J, Väli G, Chubarenko I, Golenko N, Shchuka S. Structure of unsteady overflow in the Slupsk Furrow of the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research*. 2012;117(C4): C04027. <https://doi.org/10.1029/2011JC007284>

Об авторах

ВАНКЕВИЧ Роман Евгеньевич, старший научный сотрудник, кандидат технических наук,
ORCID: 0000-0002-3891-3396, Scopus AuthorID: 25642198100, WoS ResearcherID: M-3215–2013,
SPIN-код: 2295-6136, e-mail: rvankevich@mail.ru

ИСАЕВ Алексей Владимирович, старший научный сотрудник, кандидат географических наук,
ORCID: 0000-0003-2005-4949, WoS ResearcherID: C-1370–2014, Scopus AuthorID: 25641182000,
SPIN-код (РИНЦ): 4059-6017, e-mail: isaev1975@gmail.com

РЯБЧЕНКО Владимир Алексеевич, главный научный сотрудник, доктор физико-математических наук,
ORCID: 0000-0003-3909-537X, WoS ResearcherID: R-3877–2016, Scopus AuthorID: 7005479766,
SPIN-код (РИНЦ): 2187-1380, e-mail: vla-ryabchenko@yandex.ru