

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-2-86-110>

УДК 551.465

## Воспроизведение приливов в z- и $\sigma$ -моделях циркуляции морских вод в Охотском море

**С.К. Попов<sup>1</sup>, В.В. Фомин<sup>1,2,3</sup>, И.И. Панасенкова<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Гидрометеорологический научно-исследовательский центр  
Российской Федерации, г. Москва, Россия;

<sup>2</sup> Государственный океанографический институт  
имени Н.Н. Зубова, г. Москва, Россия;

<sup>3</sup> Институт вычислительной математики имени Г.И. Марчука  
Российской академии наук, г. Москва, Россия  
*skpopov@mail.ru*

В работе рассматривается воспроизведение приливных колебаний уровня моря в двух моделях морской циркуляции, реализованных для акватории Охотского моря: z-модели, реализованной с пространственным разрешением  $\sim 3.7$  км непосредственно для акватории Охотского моря, и  $\sigma$ -модели, реализованной для акваторий Охотского и Японского морей с пространственным разрешением  $\sim 3.5$  км. Z-модель реализована на основе модели, разработанной С.К. Поповым в Гидрометцентре России, HyRMoS (Hydrometcenter of Russia Model of Sea),  $\sigma$ -модель реализована на основе модели INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model).

Сравнение результатов расчетов, получаемых по моделям, производилось с данными гармонических постоянных основных приливных гармоник, представленных на 98 береговых постах Охотского моря и Татарского пролива. Анализ результатов расчетов показал, что получаемые оценки точности по обеим моделям сопоставимы. Выявленная в рамках исследования разница в значениях приливных гармоник, полученная по z- и  $\sigma$ -моделям, обусловлена в первую очередь точностью и особенностями задания топографии дна, а также связана с расположением открытой границы и конфигурацией сеточных областей.

*Ключевые слова:* приливы, численное моделирование, z-модель,  $\sigma$ -модель, Охотское море

## Simulation of tides in z- and $\sigma$ -models of marine circulation in the Sea of Okhotsk

**S.K. Popov<sup>1</sup>, V.V Fomin<sup>1,2,3</sup>, I.I. Panasenкова<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Hydrometeorological Research Center of Russian Federation,  
Moscow, Russia;

<sup>2</sup> N.N. Zubov's State Oceanographic Institute, Moscow, Russia;

<sup>3</sup> Marchuk Institute of Numerical Mathematics  
of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia  
*skpopov@mail.ru*

The study considers the reproduction of tides by two marine circulation models implemented for the Sea of Okhotsk: the z-model with a spatial resolution of  $\sim 3.7$  km implemented directly for the Sea of Okhotsk, and the  $\sigma$ -model with a spatial resolution of  $\sim 3.5$  km implemented for the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan. The z-model is based

on the HyRMoS (Hydrometcenter of Russia Model of Sea) model developed by S. K. Popov at the Hydrometeorological Center of Russia, the  $\sigma$ -model is based on the INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model).

The results of model simulations were compared with the data of harmonic constants of the main tidal harmonics presented at 98 coastal stations located in the Sea of Okhotsk and the Tatar Strait. An analysis of the calculation results showed that the accuracy scores are comparable for both models. The difference in the values of tidal harmonics revealed in the study and obtained from the  $z$ - and  $\sigma$ -models is primarily due to the accuracy and features of the bottom topography used and is also related to the location of the open boundaries and the configuration of the grid domains.

*Keywords:* tides, numerical modeling,  $z$ -model,  $\sigma$ -model, the Sea of Okhotsk

## Введение

Охотское море имеет важное экономическое и хозяйственное значение. По характеру и величине приливов оно является одним из наиболее интересных и сложных районов Мирового океана. Приливы оказывают значительное влияние на морские экосистемы и многочисленные виды хозяйственной деятельности, такие как рыболовство, морское судоходство и др. [13], поэтому необходимо иметь представление об основных приливных характеристиках не только в прибрежной области моря, но также и в его глубоководных частях. Взаимодействие приливов со штормовыми нагонами может приводить к значительному повышению или понижению уровня моря [19], особенно в прибрежных областях, что в свою очередь имеет последствия для безопасной эксплуатации гидротехнических сооружений и судов.

Приливы существенным образом влияют на динамику вод Охотского моря [2] и усиливают вертикальное перемешивание [13]. Для Охотского моря характерно наличие мезо- и субмезомасштабных вихрей, поэтому для корректного воспроизведения гидрологического режима моря (и приливов в том числе) должны быть использованы вихреразрешающие численные модели с высоким пространственным разрешением [3]. В [9] отмечается, что от пространственного разрешения численных моделей зависит правильное описание энергетических каскадов на вихревых масштабах, в том числе взаимодействие между приливами и мезомасштабными вихрями. В данной работе используются модели морской циркуляции с пространственным разрешением  $\sim 3.5$ – $3.7$  км, которые, согласно [10], являются вихредопускающими численными моделями. Далее будет показано, что такого пространственного разрешения вполне достаточно для воспроизведения приливной циркуляции. Кроме того, для корректного воспроизведения морской циркуляции и в особенности вертикальной термохалинной структуры на континентальном шельфе с помощью численных моделей необходимо корректно воспроизводить приливные колебания [13].

Приливные колебания в Охотском море определяются входной волной на жидкой границе рассматриваемой акватории. Большую роль здесь играет интерференция прямых и отраженных приливных волн и морфометрия района (конфигурация береговой линии и особенности топографии дна) [2]. Следует отметить характерные особенности батиметрии Охотского моря, а именно уменьшение глубин с юга на север. Большая часть моря характеризуется небольшими глубинами. Максимальные глубины отмечаются в южной части моря в Курильской котловине, расположенной вдоль Курильских островов, и достигают  $\sim 3.3$  км. К северу от Курильской котловины, в центральной части моря, глубины меняются в диапазоне от 200 м до 2 км. А в северной части моря, наиболее мелководной, глубины практически не превышают 200 м.

Приливная волна поступает из Тихого океана через проливы Курильских островов в южной части Охотского моря. Учитывая уменьшение глубин при движении в северном направлении, в прибрежных районах, а также в узких проливах, характер приливов меняется значительным образом по сравнению с приливами в открытом море. Максимально возможные по астрономическим причинам величины приливов в Сахалинском заливе и севернее него, а также на всей юго-западной акватории моря, не превышают 3 м. Приливы более 5 м наблюдаются у западного побережья п-ва Камчатка к северу от устья р. Колпаковой, по всему заливу Шелихова и Пенжинской губе, в восточной половине Тауйской губы и в районе Шантарских островов. Высота приливов перед входом в Пенжинскую губу может достигать 13.9 м и уменьшается в ее вершине до 13.4 м (в случае сизигийных приливов), что является наибольшим значением для всего Тихого океана [13], 10.1 м в вершине Тугурского залива и 9.7 м в Удской губе [2]. Наименьшие величины приливов (менее 1 м) отмечаются у южного берега пролива Лаперуза, вдоль юго-восточного побережья о. Сахалин [2]. По данным [1], в вершине Татарского пролива приливы могут достигать 3 м. Следует отметить, что влияние интерференции, например, проявляется в том, что входящая волна имеет амплитуду, не превышающую 1 м, а в Пенжинской губе достигает 13.9 м перед входом, это и есть результат взаимодействия прямых и отраженных волн.

Наблюдения за уровнем моря происходят в основном в прибрежной зоне в стационарных станционных пунктах. В открытой части моря данные наблюдений за уровнем моря редки или полностью отсутствуют. Проведение измерений колебаний уровня моря затрудняется из-за наличия сильных штормов на акватории моря, протяженной и изрезанной береговой чертой. Большинство полученных данных измерений проводится в заливах, часть из которых соединяется с морем узкими мелководными проливами, что вызывает искажения приливных волн [8]. Следует также отметить, что большинство станций, на которых доступны измерения в настоящий момент, закрыты и не действуют. Доступные данные наблюдений, используемые

для определения приливных колебаний в данной работе, относятся к периоду измерений до 1990 года.

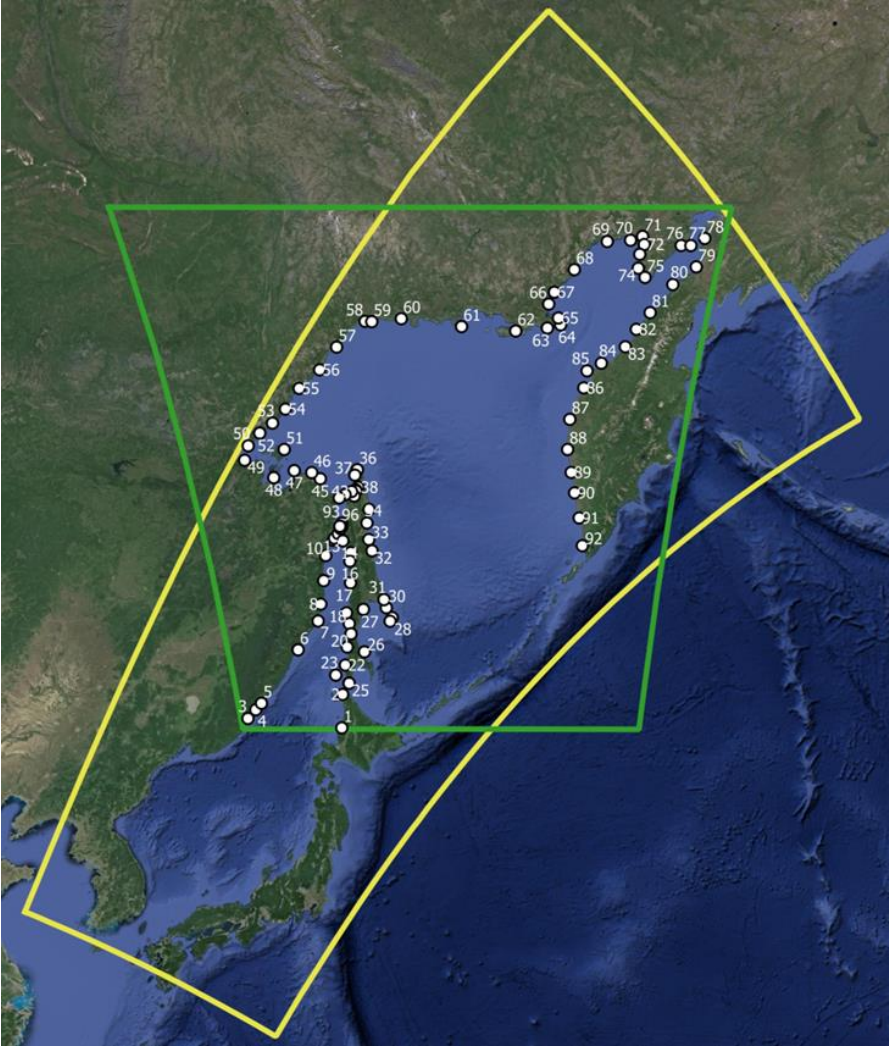
Представление о пространственно-временной изменчивости приливной динамики в масштабах всего Охотского моря можно получить путем численного моделирования. В работах, посвященных изучению приливной динамики Охотского моря и основных характеристик приливных волн, использовались основанные на станционных данных эмпирические методы или двумерные численные модели с низким пространственным разрешением. Например, характеристики основных приливных гармоник для Охотского моря были получены методом Полукарова, в основе которого лежит решение гидродинамических уравнений приливов (уравнения движения жидкости в приближении мелкой воды с учетом приливообразующих сил и уравнения неразрывности) [2], а для Японского моря – с помощью метода изогипс [1]. Начиная с 1990-х годов, с развитием спутниковых методов наблюдений и запуском спутника TOPEX/Poseidon (T/P), спутниковые данные начали усваиваться в численных моделях (например, глобальная приливная модель TPXO [11]), что привело к повышению точности воспроизведения приливов особенно в морских областях с редкими станционными наблюдениями за уровнем моря. В [13] для воспроизведения приливного режима Охотского моря используется двумерная приливная модель с пространственным разрешением 5'. Кроме того, примерно в это же время начали появляться трехмерные гидродинамические модели высокого пространственного разрешения, в которых возможно задание значений приливного уровня моря в точках жидкой границы.

В настоящей работе представлены две различные технологии расчета гидродинамических и приливных характеристик, основанные на использовании современных моделей морской циркуляции:  $\sigma$ -модели морской циркуляции INMOM и  $z$ -модели морской циркуляции HyRMoS. В работе исследуется влияние топографических особенностей и реализации  $z$ - и  $\sigma$ -моделей на воспроизведение прилива, производится оценка точности воспроизведения приливных колебаний уровня моря по результатам сравнения со станционными данными. Показано, что изменения в топографии приводят к локальной изменчивости, как в амплитудах основных приливных гармоник, так и в фазах, и влияют на точность их расчетов.

## **1. Материалы и методы**

### **1.1. Станционные данные о приливном уровне моря**

Для верификации рассчитанных характеристик приливных гармоник используются станционные данные наблюдений за уровнем моря с 98 береговых постов, местоположение которых приведено на рис. 1.



**Рис. 1.** Расчетные области используемых численных моделей:  $z$ -модель (зеленый контур) и  $\sigma$ -модель (желтый контур). Белыми кружками отмечено расположение 98 береговых пунктов наблюдений за уровнем моря с указанием их нумерации, используемой в статье.

**Fig. 1.** Computational domains of the numerical models:  $z$ -model (green contour) and  $\sigma$ -model (yellow contour). White circles indicate the locations of the 98 sea level gauges, specifying their numbering used in the article.

Сеть береговых станций достаточно плотно покрывает Охотское море, кроме района вдоль Курильской гряды, где измерения не проводятся или очень редки. Также отсутствуют станции внутри Амурского лимана, только несколько станций расположено на выходе из него в узком проливе Невельского (станции 93, 94, 96). В Японском море станции (1, 2)

находятся на о. Хокайдо и вдоль побережья Приморского края (станции 3–6). Станции расположены вдоль всего побережья Хабаровского края: в Татарском проливе (станции 7–23, причем станции 7–13 на его левом берегу, станции 14–23 – на правом берегу, а станция 95 – в вершине пролива), в Сахалинском заливе (станции 36–46), в Ульбанском заливе (станции 47–48), в Удской губе (станции 49–50), на Шантарских островах (станция 51), вдоль побережья от Удской губы на север до Магадана (станции 50–62). Часть станций находится в заливе Шелихова (станции 64–85): в Гижигинской губе (станции 69–74) и Пенжинской губе (станции 75–80). Станции 26–35, 97, 98 расположены вдоль восточных берегов о. Сахалин. Наконец, станции 86–92 находятся на западном побережье п-ва Камчатка.

## 1.2. Численные модели

### $\sigma$ -модель INMOM

В работе используется российская трехмерная  $\sigma$ -модель морской циркуляции INMOM (англ. Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) [5], разработанная в Институте вычислительной математики имени Г.И. Марчука РАН. В основе модели лежит система полных уравнений в приближениях гидростатики и Буссинеска, записанная в обобщенных сферических ортогональных координатах по горизонтали и в  $\sigma$ -системе координат по вертикали. Модельная область INMOM реализована для акваторий Охотского и Японского морей с захватом прилегающей части Тихого океана. Такая большая расчетная область необходима для более точного расчета условий на жидких границах Охотского моря. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, соленость и отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности.

Чтобы уменьшить влияние сгущения меридианов к полюсам, использовалась повернутая сферическая система координат. Пространственное разрешение модели составило  $1/32^\circ$  по обеим координатам, что соответствует квазиравномерному размеру ячеек сетки в  $\sim 3.5$  км. По глубине задавались 25  $\sigma$ -уровней со сгущением у свободной поверхности и дна для более точного описания приповерхностного и придонного слоев. Подробное описание конфигурации модели приведено в [3], где также показана возможность воспроизведения моделью экстремального подъема уровня моря в результате развития штормовых ситуаций при наложении максимальных значений приливного уровня моря и уровня моря, вызванного штормовым нагоном. Показано, что модель с достаточной степенью точности воспроизводит как неперифодические колебания уровня моря, так и приливную динамику.

Следует отметить, что в INMOM для расчета уровня моря используется стандартный практически для всех гидростатических моделей подход разделения на бароклинную (медленную) и баротропную (быструю) моды [5]. Последняя, представляющая собой уравнения мелкой воды, как раз

и используется для расчета уровня моря. При этом, как правило, для расчета и бароклинной, и баротропной задачи используются разные шаги по времени согласно условию Куранта для распространения внутренних (медленных) и внешних (быстрых) инерциально-гравитационных волн. Но в INMOM используется подход неявного расчета уравнений мелкой воды на том же шаге по времени, используемом для бароклинной задачи. При таком походе исчезает трудно решаемая проблема согласования бароклинной и баротропной моды. Шаг по времени составляет 5 минут.

Для воспроизведения приливных движений на жидких границах задавался временной ход приливных колебаний уровня моря (8 основных приливных гармоник – M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1), который восстанавливался по данным атласа TPXO версии 9.v4a (TOPEX/Poseidon Global Tidal Model) [11] с пространственным разрешением  $1/30^\circ$  по широте и долготе. Для температуры и солёности на твердых боковых границах и дне ставилось условие отсутствия потоков, а для скорости – условие непротекания, дополненное условиями свободного скольжения на боковых границах [3] и нелинейного трения на дне с коэффициентом, рассчитываемым на основе толщины придонного уровня в  $\sigma$ -модели по логарифмическому закону [14].

В настоящей работе моделирование проводилось за один расчетный месяц – июль 2021 года. При расчетах учитывались только приливные колебания уровня моря, температура и солёность задавались в виде среднемесячных данных из глобального анализа и прогноза (GLOBAL\_ANALYSIS\_FORECAST\_PHY\_001\_024) европейской службы CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) [marine.copernicus.eu]. Таким образом, численно решалась задача, при которой поле плотности являлось диагностическим, т. е. не изменялось в процессе расчета. При расчетах не учитывались сгонно-нагонные колебания уровня, а также дрейфовые (ветровые) течения, так как скорость и направление ветра задавались нулевыми.

Таким образом, в расчете воспроизводились главным образом приливные колебания уровня моря и течений, а также градиентные (плотностные) течения и соответствующие им колебания уровня моря. Такой подход был выбран с учетом решаемой задачи, так как позволяет исключить из рассмотрения непериодические колебания уровня моря, вызванные синоптическими процессами.

Для восстановления характеристик основных полусуточных и суточных приливных гармоник (амплитуды и фазы) использовался метод гармонического анализа T\_Tide [15], реализованный на языке программирования Python. В качестве исходных данных задавался уровень моря длиной по времени 1 месяц и дискретностью 1 час. Считается, что для корректного получения приливных характеристик достаточно ряда данных на 29 дней с дискретностью 1 час [12].

## **Z-Модель HyRMoS**

Для расчета уровня и течений в Охотском море используется трехмерная гидродинамическая модель, которая успешно применялась для расчета уровня в Баренцевом, Каспийском и Балтийском морях [7]. Модель также основана на системе полных уравнений геофизической гидродинамики со свободной поверхностью в приближении гидростатики и Буссинеска в декартовой системе координат. На твердых боковых границах задано условие скольжения. На дне задается квадратичный закон трения и кинематическое условие обтекания течением рельефа дна. Расчетная область модели включает Охотское море, Амурский лиман, Татарский пролив и северо-восточную часть Японского моря.

В отличие от INMOM, в HyRMoS, применяется нестандартный оригинальный подход, когда уровень моря рассчитывается путем интегрирования уравнения неразрывности от дна до поверхности океана [6]. Преимущество этого метода заключается в его несколько большей точности, так как полная задача решается без расщепления на баротропную и бароклинную моды. Недостатком же служит то, что медленную бароклинную задачу приходится считать с малым шагом по времени из баротропной задачи. Однако обе модели объединяет то, что в них баротропные и бароклинные задачи рассчитываются с одинаковыми шагами по времени.

Выражения, параметризирующие вертикальный турбулентный обмен, аппроксимируются неявно, что исключает ограничение на временной шаг, которое существует при использовании явной схемы по вертикали. В отличие от  $\sigma$ -модели, в HyRMoS используются явные схемы интегрирования, и поэтому шаг по времени выбирается таким образом, чтобы выполнялось условие Куранта. Поэтому главное ограничение на шаг по времени связано с распространением длинных гравитационных волн. Параметры гидродинамической модели Охотского моря: шаг по пространству 2 морские мили (3704 метра), 30 горизонтов по глубине, шаг по времени 10 секунд.

Для задания хода приливного уровня на жидкой границе Охотского и Японского морей, как и в случае использования  $\sigma$ -модели, использовались данные о восьми приливных гармониках из атласа TPXO 9.v4a.

Расчет на установление по времени (10 суток) выполнялся отдельно для каждой приливной гармоникой. За 10 суток в бассейне Охотского моря устанавливаются гармонические колебания уровня моря по заданным на жидкой границе колебаниям уровня для каждой гармоникой прилива. Приливные гармоникой можно считать квазилинейными, и поэтому они аддитивны.

### **1.3. Батиметрия**

Воспроизведение основных приливных гармоник существенным образом зависит от используемой батиметрии, в частности от особенностей топографии дна и описания береговой черты [18].



В рамках работы использованы четыре различные батиметрии: батиметрия, построенная на основе навигационных карт для акватории Охотского моря, и массивы данных GEBCO 2008 г., GEBCO 2023 г. и ETOPO 2022 г.

Под навигационными картами понимаются стандартные навигационные карты морской акватории Российской Федерации, выпускаемые Управлением навигации и океанографии. Использовалась цифровая модель рельефа (ЦМР), доступная в ФГБУ «ГОИН», построенная путем оцифровки этих карт с использованием ГИС-систем.

Батиметрия по данным ETOPO 2022 г. ([https://data.noaa.gov/metaview/page?xml=NOAA/NESDIS/NGDC/MGG/DEM//iso/xml/etopo\\_2022.xml&view=getDataView&header=none](https://data.noaa.gov/metaview/page?xml=NOAA/NESDIS/NGDC/MGG/DEM//iso/xml/etopo_2022.xml&view=getDataView&header=none)) представляет собой глобальную модель рельефа NOAA с разрешением 15 угловых секунд, объединяющую топографические и батиметрические данные. Модель ETOPO 2022 г. использует комбинацию многочисленных наборов данных бортовых лидаров, спутниковой топографии и судовых батиметрических данных из национальных и глобальных источников США.

Данные GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans, <https://www.gebco.net/>) являются общедоступным источником батиметрических данных [4]. В 2003 г. был подготовлен первый массив данных GEBCO (ЦМР Мирового океана), основанный на оцифрованных бумажных навигационных картах, дополненных данными батиметрических промеров, с разрешением 1 угловая минута. GEBCO постоянно пополняется новыми данными и периодически обновляется. Так, в 2022 г. вышла батиметрия GEBCO 2023 г. с разрешением 15 угловых секунд. В настоящей работе рассматриваются 2 версии батиметрии GEBCO: от 2008 г. и от 2023 года.

#### 1.4. Сценарии расчетов

В z-модели при проведении расчетов использовалась только батиметрия, подготовленная на основе навигационных карт («Z-NAV»).

С  $\sigma$ -моделью проведено несколько расчетов с использованием всех описанных батиметрий. Целью расчетов являлся анализ влияния качества данных батиметрии на воспроизведение приливного уровня моря. Расчеты проводились по следующим сценариям:

- « $\sigma$ -NAV»: расчеты по  $\sigma$ -модели с использованием батиметрии, построенной на основе навигационных карт;
- « $\sigma$ -E2022»: расчеты по  $\sigma$ -модели с использованием батиметрии, построенной на основе данных ETOPO 2022 г.;
- « $\sigma$ -G2008»: расчеты по  $\sigma$ -модели с использованием батиметрии, построенной на основе данных GEBCO 2008 г.;
- « $\sigma$ -G2023»: расчеты по  $\sigma$ -модели с использованием батиметрии, построенной на основе данных GEBCO 2023 г.

### 1.5. Результаты расчетов

Приливные явления Охотского моря в основном определяются полусуточной составляющей M2 и суточной составляющей прилива K1. Поэтому основной акцент в работе сделан на оценке качества воспроизведения именно указанных гармоник. Также рассмотрена точность воспроизведения приливных гармоник S2 и O1. Амплитуды остальных гармоник малы и их роль в формировании приливного режима незначительна.

На рис. 2 и 3 представлены котидальные карты полусуточной гармоники M2 и суточной гармоники K1. Котидальные карты дают представление о пространственном распределении приливных колебаний уровня моря. Следует отметить, что котидальные карты полусуточных волн S2, N2, K2 похожи на котидальную карту волны M2, а котидальные карты суточных волн O1, P1, Q1 похожи на карту волны K1 [13].

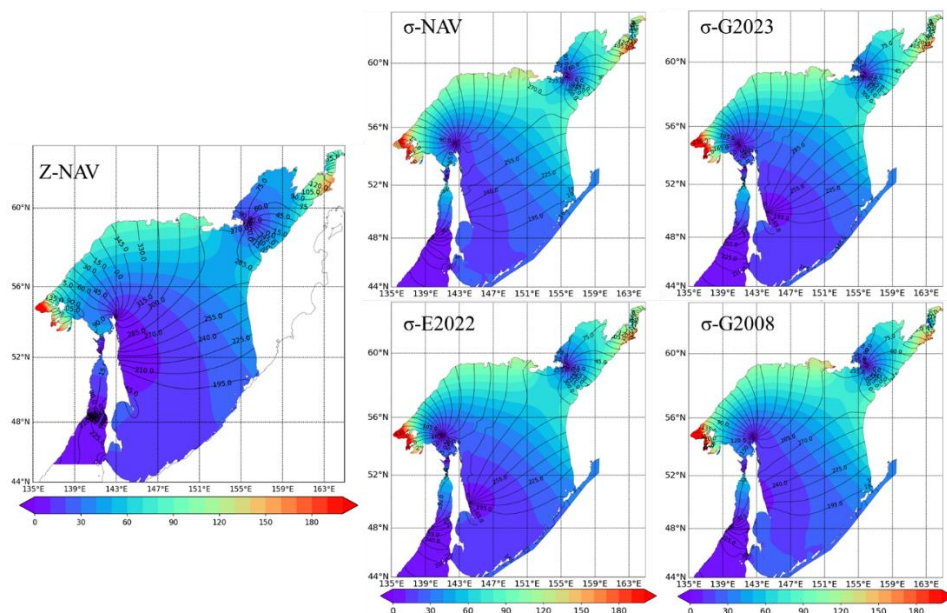
Основные отличия между результатами проведенных экспериментов с использованием z-модели и  $\sigma$ -модели с различными батиметриями в основном связаны с количеством и расположением амфидромических систем и величинами амплитуд приливных гармоник в заливах и проливах. При проведении сравнения использовались данные об основных приливных гармониках из работ [1, 2, 13]. В [18] представлены котидальные карты волн M2 и K1, построенные по данным ТРХО версии 7.2 и по данным приливной модели, реализованной в работе с пространственным разрешением 3 км.

**Волна M2.** По результатам расчета «Z-NAV» на карте полусуточной приливной волны M2 (период 12.4206 ч) можно выделить две амфидромические системы, расположенные на входе в залив Шелихова и на северной оконечности о. Сахалин. Котидальная карта M2 соответствует аналогичной, представленной в [13]. В северной части Охотского моря от о. Сахалин до амфидромии на входе в залив Шелихова происходит плавное увеличение амплитуд от 10 до 60 см. Резкое сгущение амплитуд наблюдается в Пенжинской губе и в районе Шантарских островов. В Пенжинской губе амплитуда M2 достигает 150–160 см, причем не в вершине Пенжинской губы, а у побережья п-ва Камчатка перед входом в нее, как в [2]. В центральной части моря амплитуда возрастает с юга на север и достигает значений около 90 см вблизи Тауйской губы. В Удской губе в районе Шантарских островов амплитуда волны M2 достигает максимальных значений и повышается до 230 см. В Татарском проливе (который соединяет Японское и Охотское моря) в приливах преобладает полусуточная составляющая M2. В юго-западной части пролива, ближе к материковому берегу, расположена амфидромическая область полусуточной волны M2, что согласуется с [1]. Данная амфидромическая область образуется в результате интерференции приливных волн, поступающих из открытых районов Японского моря, пролива Лаперуза и лимана р. Амур через пролив Невельского из Охотского моря. Амплитуда возрастает с юга на север и меняется от 10 см до 30–40 см.

Основное отличие по результатам расчета « $\sigma$ -NAV» от расчета «Z-NAV» заключается в том, что точка амфидромии в Татарском проливе расположена не внутри него, а попадает на материк. В отличие от [1], где точка амфидромии расположена в юго-западной части пролива на некотором удалении от берега, в [13] она расположена совсем рядом с берегом, а в [16] также описывается ее положение на материке. Такое распределение амплитуд и фаз волны M2 в Татарском проливе может быть связано с тем, что жидкая граница в  $\sigma$ -модели отодвинута на значительное расстояние от пролива и находится на выходе из Корейского пролива. Расчетная область модели INMOM захватывает все Японское море (рис. 1). При движении приливной волны в Японское море из Восточно-Китайского моря через широкий и глубокий Корейский пролив (где величина прилива может достигать 3 м) в северном направлении величина прилива быстро уменьшается, и уже в центральной части моря приливы невелики. Вдоль восточных берегов Кореи и российского Приморья до входа в Татарский пролив они не превышают 0.5 м. В z-модели жидкая граница расположена непосредственно в южной части Татарского пролива и на ней задаются значения основных приливных гармоник. Амплитуда волны M2 в эксперименте с  $\sigma$ -моделью (« $\sigma$ -NAV») в вершине Татарского пролива достигает 70–80 см. Такое расположение границы в  $\sigma$ -модели приводит к большим ошибкам в фазе, в то же время амплитуда воспроизводится в  $\sigma$ -модели лучше, чем в z-модели, что будет показано далее при сравнении со стационарными данными. По сравнению с z-моделью амплитуда приливной волны M2 перед входом в Пенжинскую губу достигает больших значений и составляет 180 см, в вершине губы – 100–120 см, в Тауйской губе – 120 см, в районе Шантарских островов – 200–220 см, уменьшаясь до 150 см в вершине Удской губы.

Расчеты с различными батиметриями показывают, что рельеф дна и конфигурация берегов оказывают существенное влияние на воспроизведение приливных гармоник. Так, для приливной волны M2 по сравнению с базовым экспериментом « $\sigma$ -NAV» в случае использования в расчетах современных батиметрий высокого пространственного разрешения (эксперименты « $\sigma$ -G2023» и « $\sigma$ -E2022») на котидальной карте присутствует третья амфидромическая система у восточного побережья о. Сахалин, которая не наблюдается в расчете «Z-NAV» и « $\sigma$ -NAV». В отличие от [13], в [2] отмечено, что в Охотском море полусуточная приливная волна M2 образует три амфидромические системы: амфидромическая область волны M2 у входа в залив Шелихова, у восточного берега о. Сахалин (51.2° с. ш., 144.9° в. д.) и в северо-западном районе моря у северного берега о. Сахалин на выходе из Сахалинского залива (54.8° с. ш., 142.1° в. д.). Кроме того, по результатам расчетов с  $\sigma$ -моделью в экспериментах « $\sigma$ -G2023» и « $\sigma$ -E2022» точка амфидромии, расположенная у оконечности о. Сахалин, смещена в западном направлении вглубь Сахалинского залива. Амплитуды также достигают максимальных значений в Удской губе и Тугурском заливе

(200–260 см), а на входе в Пенжинскую губу – 150–160 см. Результаты эксперимента « $\sigma$ -G2008» в целом похожи на базовый эксперимент (« $\sigma$ -NAV»), что говорит о том, что батиметрия GEBCO от версии к версии претерпевает значительные изменения.



**Рис. 2.** Котидальная карта приливной волны M2 при различных сценариях экспериментов (изолинии соответствуют фазе волны M2, а цветом показана амплитуда M2).

**Fig. 2.** Cotidal chart of the M2 constituent according to different simulation scenarios (isolines correspond to the M2 phase, and the color shows the M2 amplitude).

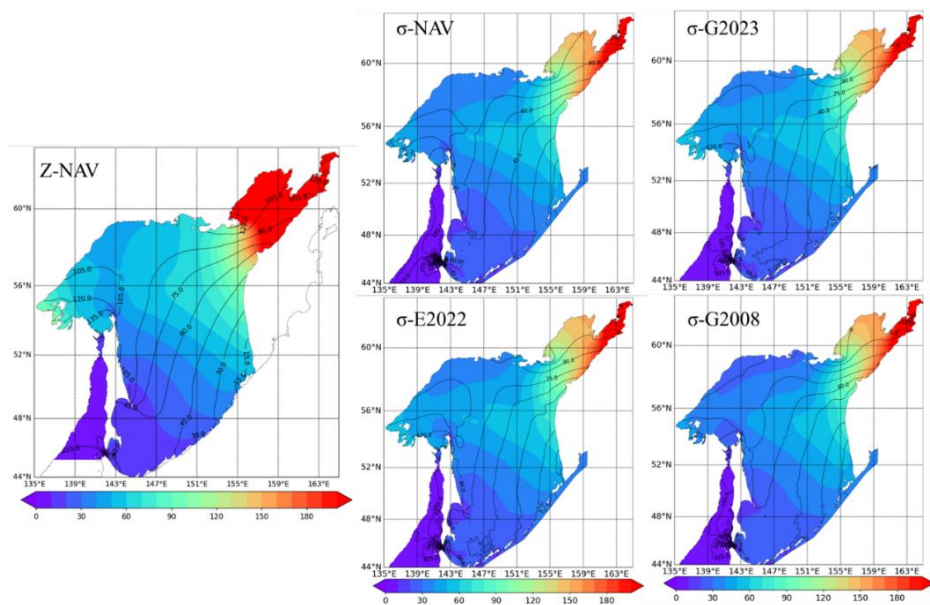
**Волна S2.** Как было отмечено ранее, котидальная карта волны S2 (период 12 ч) структурно подобна котидальной карте волны M2. Так, на карте волны S2, как в случае «Z-NAV», так и в случае « $\sigma$ -NAV» и « $\sigma$ -G2008», наблюдаются две амфидромические системы, расположенные на входе в залив Шелихова и на северной оконечности о. Сахалин. Для z-модели в Пенжинской губе амплитуда S2 достигает 60 см, а в районе Шантарских островов повышается до 80 см; для « $\sigma$ -NAV» амплитуда достигает 70–80 см в Пенжинской губе и 60–70 см на входе в Удскую губу. В случае « $\sigma$ -G2008» максимальные значения амплитуды достигаются в Удской губе и составляют 100–120 см.

Результаты расчетов « $\sigma$ -G2023» и « $\sigma$ -E2022» приливной волны S2 показывают наличие трех точек амфидромий (как и в случае приливной волны M2), но амфидромическая система в северо-западной части моря сдвинута на запад к восточной границе Сахалинского залива. В Удской

губе амплитуда волны не превышает 100 см, достигая максимальных значений в Тугурском заливе (около 100–120 см).

**Волна K1.** Приливная волна K1 (период 23.9345 ч) не имеет четко выраженных узловых зон в Охотском море [2]. В проливе Лаперуза при интерференции приливных волн Японского и Охотского морей образуется амфидромическая система с центром ближе к о. Хокайдо. Наличие амфидромических систем наблюдается во всех экспериментах, однако в случае использования батиметрий GEBCO 2008 г. и навигационных карт точки амфидромии сдвинуты из пролива Лаперузы в Татарский пролив.

На котидальной карте суточной волны K1 (рис. 3) наблюдается увеличение амплитуд с юго-запада на северо-восток.



**Рис. 3.** Котидальная карта приливной волны K1 при различных сценариях экспериментов (изолинии соответствуют фазе волны M2, а цветом показана амплитуда M2).

**Fig. 3.** Cotidal chart of the K1 constituent according to different simulation scenarios (isolines correspond to the K1 phase, and the color shows the K1 amplitude).

В случае z-модели амплитуды увеличиваются с 20 до 180 см, на входе в залив Шелихова происходит сгущение амплитуд, и в Пенжинской губе амплитуда достигает 350 см. В районе Шантарских островов амплитуда волны K1 увеличивается меньше и достигает 70–80 см. В случае  $\sigma$ -модели на всех батиметриях максимальные амплитуды достигаются в Пенжинской губе (>280 см), а в районе Шантарских островов – около 50–60 см. Согласно [13], максимальные значения K1 в Пенжинской губе составляют 250 см.

**Волна O1.** На котидальной карте суточной волны O1 (период 25.8193 ч) наблюдается увеличение амплитуд с юго-запада на северо-восток с 20 до 120 см (z-модель) и с 20 до 90–100 см ( $\sigma$ -модель), на входе в залив Шелихова происходит сгущение амплитуд, и в Пенжинской губе амплитуда достигает 200–210 см (z-модель перед входом в губу), 170–180 см ( $\sigma$ -модель перед входом в губу) и ~200 см ( $\sigma$ -модель в вершине губы). В районе Шантарских островов амплитуда волны O1 увеличивается меньше и достигает 60–70 см (z-модель) и 50–60 см ( $\sigma$ -модель).

В таблице представлены ошибки в амплитуде и фазе, полученные на основе результатов моделирования по z- и  $\sigma$ -моделям для гармоник M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1 в сравнении с данными наблюдений с 98 прибрежных станций.

**Таблица.** Средние ошибки воспроизведения амплитуды и фазы приливных гармоник M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1

**Table.** Mean errors in reproducing the amplitude and phase of M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1 tidal constituents

	Волна							
	M2	S2	N2	K2	K1	O1	P1	Q1
<b><math>\sigma</math>-NAV</b>								
Абс. ошибка расчета амплитуды, см	10.36	4.62	2.32	2.22	8.93	4.31	4.17	1.18
Абс. ошибка расчета фазы, часы	1.08	0.92	1.14	1.05	0.73	0.71	1.31	1.23
<b><math>\sigma</math>-G2008</b>								
Абс. ошибка расчета амплитуды, см	8.23	3.64	1.89	2.45	10	6.48	2.84	1.25
Абс. ошибка расчета фазы, часы	0.97	1.05	1.13	1.45	1.14	0.78	1.48	1.24
<b><math>\sigma</math>-E2022</b>								
Абс. ошибка расчета амплитуды, см	7.14	2.76	1.98	2.32	9.12	4.39	5.18	1.25
Абс. ошибка расчета фазы, часы	0.62	0.9	0.95	1.37	0.73	0.75	1.29	1.27
<b><math>\sigma</math>-G2023</b>								
Абс. ошибка расчета амплитуды, см	7.15	2.97	1.95	2.39	8.66	4.12	5.19	1.21
Абс. ошибка расчета фазы, часы	0.63	0.92	0.97	1.38	0.71	0.77	1.42	1.31
<b>Z-NAV</b>								
Абс. ошибка расчета амплитуды, см	19.8	6.8	3.7	2.2	23.7	21.6	11.5	3.6
Абс. ошибка расчета фазы, часы	1.37	1.35	1.44	1.61	0.69	0.6	0.77	0.81

При проведении сравнительного анализа результатов расчета по z-модели станции 1, 3–5, расположенные в северной части Японского моря, не учитывались, так как они не попадают в расчетную область z-модели. Как в случае z-модели, так и в  $\sigma$ -модели приливные колебания воспроизводятся довольно хорошо.

Наибольшие ошибки в приливных характеристиках отмечаются в мелководных заливах Пенжинская губа и Удская губа, и также в областях расположения амфидромий: у восточных берегов о. Сахалин (станция 32) и в Сахалинском заливе, в приэстуарных акваториях, на входе в Охотское море у южных берегов п-ва Камчатка (станция 92). Как и в [13], основная причина этих ошибок связана с батиметрией. В целом, точность расчетов основных приливных гармоник в экспериментах « $\sigma$ -G2023» и « $\sigma$ -E2022» примерно одинакова, за исключением некоторых локальных особенностей. Чуть хуже воспроизводятся приливные гармоники с батиметрией на основе навигационных карт и с батиметрией GEBCO 2008 г. Наибольшая разница в результатах расчетов с использованием  $z$ - и  $\sigma$ -моделей также наблюдается в мелководных районах, что может говорить о том, что для обширных акваторий, где изменение глубин может достигать больших значений и возможно наличие больших по площади мелководных акваторий, требуются более детальные и точные данные по батиметрии. Вероятно, в этом случае  $\sigma$ -модель может быть более предпочтительна, так как точнее учитывает изменения глубин ввиду особенностей вертикальной координаты. При этом, несмотря на чуть меньшие ошибки в воспроизведении амплитуд и фаз, получаемые по  $\sigma$ -модели, однозначного вывода о том, что  $\sigma$ -модель лучше воспроизводит приливную циркуляцию, делать нельзя. Точность воспроизведения амплитуд и фаз по  $z$ - и  $\sigma$ -моделям имеет пространственную изменчивость, и как на некоторых станциях, так и для отдельных гармоник точность воспроизведения приливных колебаний по  $z$ -модели выше, чем по  $\sigma$ -модели. Таким образом, можно сделать вывод, что обе модели применимы для расчета приливной циркуляции на акватории Охотского моря.

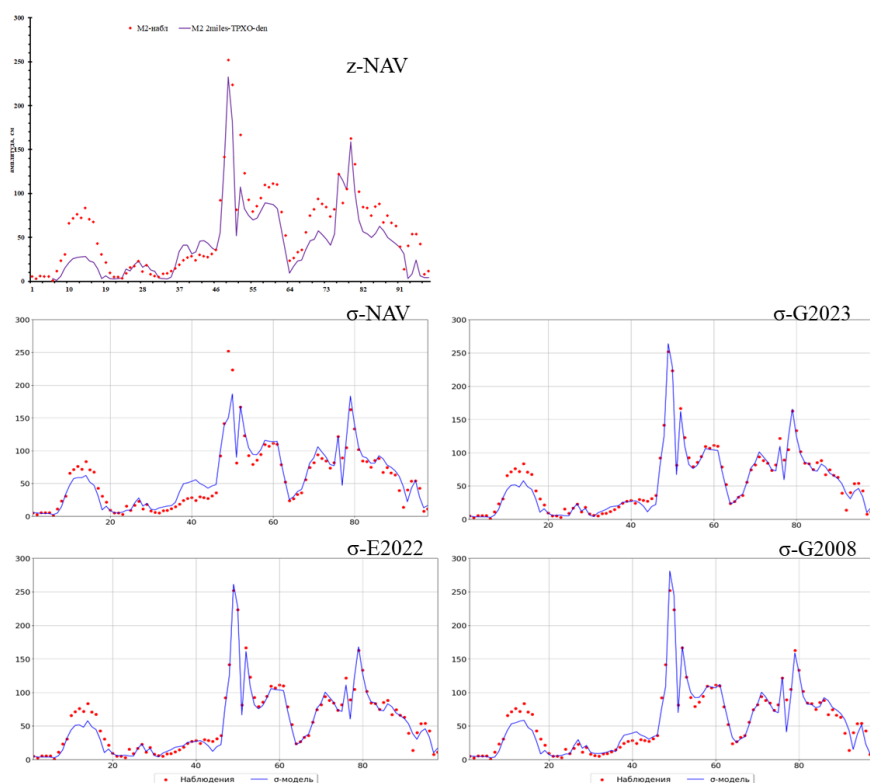
Как правило, полусуточные составляющие являются более чувствительными к небольшим изменениям батиметрии и береговой линии, учитывая их более высокую частоту и более короткую длину. В [13] показано, что увеличение глубины на 4 м в Пенжинской губе привело к увеличению амплитуды M2 на 25 % и небольшому изменению амплитуды K1. Амплитуда K1 менее чувствительна к небольшим изменениям батиметрии.

Высокое пространственное разрешение используемых численных моделей позволяет учитывать некоторые особенности береговой линии. Но следует отметить, что в заливах, соединенных с морем наиболее узкими и мелководными проливами (например, Амурский лиман и Татарский пролив с самой узкой частью – проливом Невельского), происходят очень значительные искажения приливных характеристик. Изменчивость уровня моря в эстуариях зависит как от морфометрических особенностей эстуария, так и от расхода рек и их взаимодействия с приливными колебаниями. В зависимости от рельефа дна и величин речного стока приходящие приливы усиливаются, затухают или остаются постоянными по амплитуде [17]. Также важно отметить, что рассматриваемые в настоящей работе модели имеют пространственное разрешение  $\sim 3.5$  и  $\sim 3.7$  км, что не позволяет

с высокой точностью описать приэстуарные/устьевые области, что очевидным образом влияет на точность расчета приливных характеристик в этих районах. Для более точного и наиболее корректного описания приливных колебаний в устьевых областях требуется реализация моделей более высокого разрешения. Также очевидно, что приливные колебания в этих районах будут сильнее подвержены влиянию различного расхода рек, что в том числе может и будет проявляться в изменении амплитуд и фаз приливных гармоник на сезонном и межгодовом масштабах.

Рассмотрим точность воспроизведения приливных колебаний в сравнении со стационарными данными.

**Волна M2.** На рис. 4 и 5 представлены результаты расчетов амплитуды и фазы для волны M2 по описанным выше экспериментам в 98 точках стационарных наблюдений. Амплитуда в Татарском проливе занижается при всех сценариях экспериментов: в z-модели ошибка достигает 55 см (станция 14, правый берег в окрестности вершины залива). В  $\sigma$ -модели максимальная ошибка – с батиметрией ЕТОРО 2022 г. – 25.48 см (станция 14, правый берег в окрестности вершины залива).



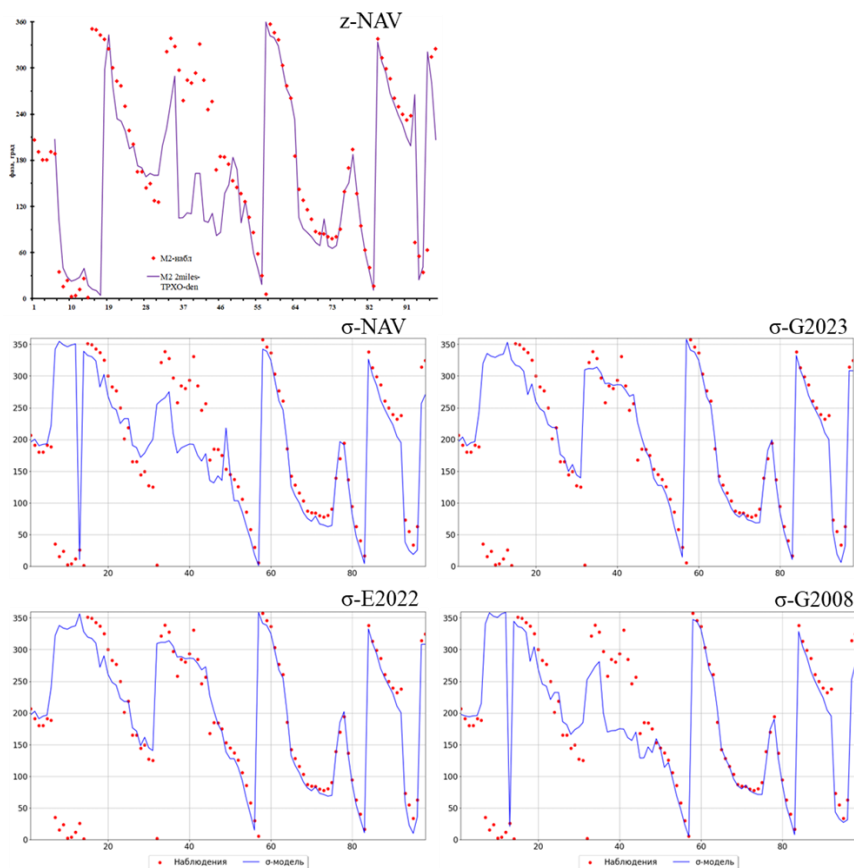
**Рис. 4.** Амплитуда волны M2 при различных сценариях экспериментов.

**Fig. 4.** Amplitude of the M2 constituent according to different simulation scenarios.



В Сахалинском заливе по модельным расчетам по  $\sigma$ -модели амплитуда завьшается (станция 41), максимальная ошибка составляет 31.71 см по результатам эксперимента с навигационными картами. В случае  $z$ -модели ошибка в Сахалинском заливе не превышает 18 см.

Максимальные амплитуды колебаний уровня моря для полусуточных гармоник достигаются в мелководной Удской губе в точке 49 (мыс Тыльский) и в Пенжинской губе в точке 79 (мыс Угольный), причем в Удской губе амплитуда M2 больше, чем в Пенжинской. В Удской губе по  $z$ -модели максимальная ошибка составляет 41.35 см (станция 50), в случае  $\sigma$ -модели при использовании навигационных карт (станция 49) – 102 см, а в случае ETOPO 2022 г. и GEBCO 2023 г. – не превышает 12 см. В Пенжинской губе (станция 79) при использовании  $\sigma$ -модели ошибка составляет 20.82 см (навигационные карты) и 3–6 см в остальных экспериментах. В случае  $z$ -модели ошибка в амплитуде также небольшая и достигает 4.1 см.



**Рис. 5.** Фаза волны M2 при различных сценариях экспериментов.

**Fig. 5.** Phase of the M2 constituent according to different simulation scenarios.

В z-модели отмечается занижение амплитуды в заливе Шелихова в Гижигинской губе (станции 72, 73), где ошибка в амплитуде составляет ~35 см. На станции 92 (самая южная точка у Камчатки в устье р. Озерная) по результатам расчета с  $\sigma$ -моделью амплитуда завышена, ошибка достигает ~30 см при использовании навигационных карт и 25 см с ЕТОРО 2022 г. и GEBCO 2023 г. На выходе из Амурского лимана в z-модели наблюдается занижение амплитуды на 45 см (станция 94).

Средняя ошибка в амплитуде по z-модели составляет 19.8 см, а по результатам эксперимента « $\sigma$ -NAV» – 10.36 см, и достигает меньших значений 8.23 см и 7.14 см в экспериментах « $\sigma$ -E2022» и « $\sigma$ -G2023» соответственно.

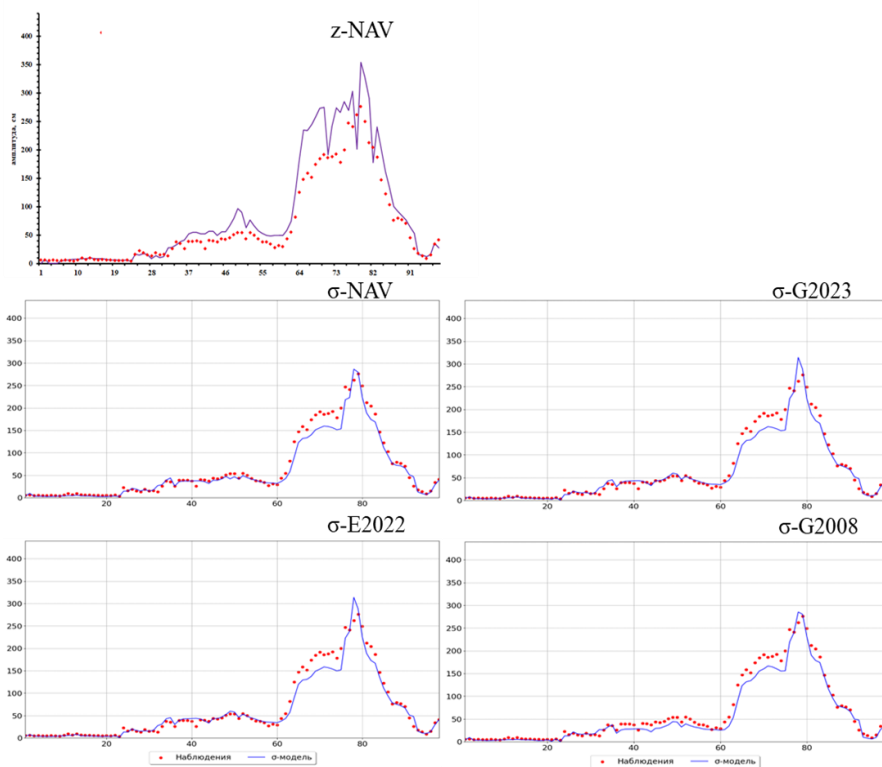
Анализ результатов расчетов по всем сценариям экспериментов показывает, что наибольшие ошибки в воспроизведении фазы волны M2 достигаются у восточных берегов о. Сахалин (станции 32–35) и в Сахалинском заливе (станции 36–46). Станция 32 расположена недалеко от точки амфидромии, существование которой отмечается в [2, 18]. В случае z-модели в волне M2 точка амфидромии в данной области отсутствует, и ошибка в фазе волны M2 достигает 5.65 ч (станция 32). В экспериментах « $\sigma$ -NAV» и « $\sigma$ -G2008» ошибка достигает меньших значений и составляет 3.68 ч и 3.78 ч соответственно. Наименьшая ошибка в фазе (1.8 ч) отмечается при использовании батиметрий ЕТОРО 2022 г. и GEBCO 2023 г., с использованием которых в рассматриваемой области наблюдается амфидромическая система. Сахалинский залив отличается сложной конфигурацией берегов, кроме того, рядом со станциями 36 и 37 также расположена амфидромическая система [2], а станции 41 и 42 расположены в устье р. Кобзак. Наибольшая ошибка в фазе по z-модели составляет 6.11 ч (станция 42), а в случае « $\sigma$ -NAV» отмечается на станции 41 и составляет 4.78 ч, « $\sigma$ -G2008» – 5.4 ч. При использовании батиметрий ЕТОРО 2022 г. и GEBCO 2023 г. максимальная ошибка в фазе достигается на станции 45 и составляет около 2 ч. В Удской губе (станция 49) хуже всего фаза воспроизводится в эксперименте « $\sigma$ -G2008» и составляет 2.23 ч, а в случае z-модели ошибка меньше – 1.06 ч. В Татарском проливе в z-модели ошибка не превышает 2.35 ч. В  $\sigma$ -модели ошибка при воспроизведении фазы чуть больше, учитывая положение жидкой границы в  $\sigma$ -модели. Максимальная ошибка наблюдается при использовании батиметрий ЕТОРО 2022 г. и GEBCO 2023 г. и составляет ~2.6 ч (станция 7). На остальных станциях ошибка практически не превышает 1 ч, за исключением станции 18, где ошибка достигает 2.3 ч.

Средняя ошибка по всем станциям наблюдений по результатам расчетов по z-модели составляет 1.37 ч и достигает меньших значений в расчете « $\sigma$ -NAV» – 1.08 ч, и существенно меньших значений в экспериментах « $\sigma$ -E2022» и « $\sigma$ -G2023» – 0.62 и 0.63 ч.

**Волна K1.** На рис. 6 и 7 представлены результаты расчетов амплитуды и фазы для волны K1 по описанным выше экспериментам в 98 точках станционных наблюдений. В случае  $\sigma$ -модели средняя ошибка амплитуды по

всем станциям минимальна с использованием батиметрии GEBCO 2023 г. и составляет 8.66 см и максимальна с GEBCO 2008 г. – 10.0 см, в случае z-модели средняя ошибка составляет 23.7 см.

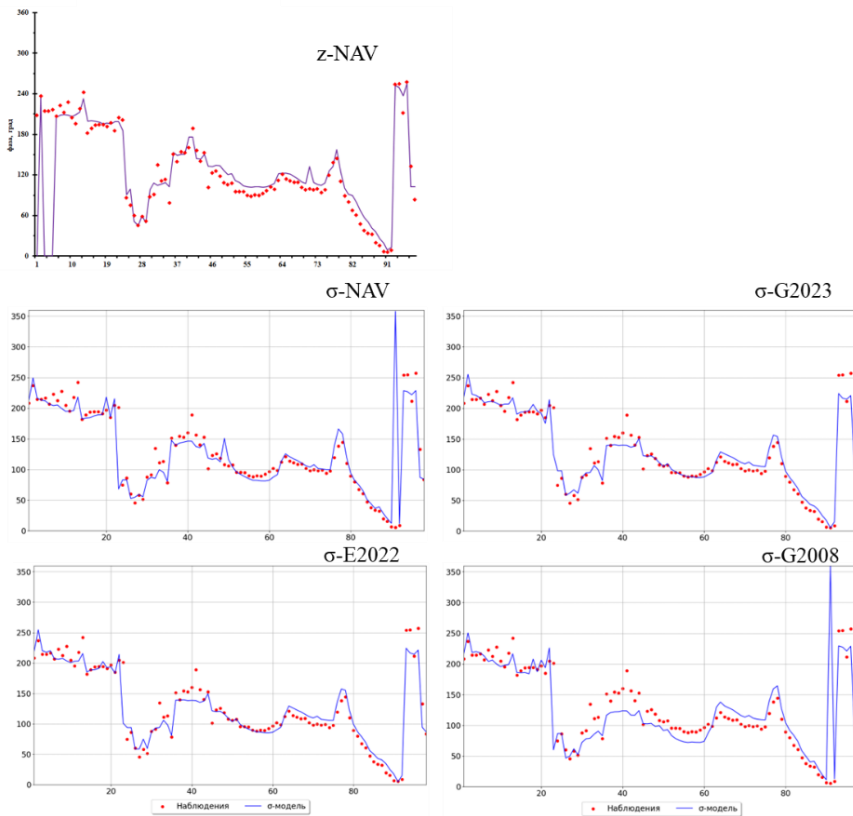
Суточные приливы усиливаются в заливе Шелихова и в Пенжинской губе, амплитуда колебаний суточной гармоники K1 больше, чем полусуточной M2, а в Удской губе, наоборот, амплитуда волны M2 больше, чем K1. Наихудшим образом амплитуда волны K1 воспроизводится на акватории Пенжинской губы. По результатам расчетов по всем сценариям экспериментов с  $\sigma$ -моделью амплитуда в данной области занижается: наибольшая ошибка составляет 46.85 см и 44.12 см на станции 75 по навигационным картам и батиметрии GEBCO 2008 г., а с использованием GEBCO 2023 г. и ETOPO 2022 г. ошибка составляет 52.34 см и 51.89 см на станции 78. В случае z-модели средняя ошибка составляет 23.7 см. Наибольшая ошибка также достигается в Пенжинской губе, на станции 67, где модель завышает амплитуду на 92 см. На станции 92 на входе в Охотское море у п-ва Камчатка все модели завышают амплитуду, ошибка составляет около 20 см.



**Рис. 6.** Амплитуда волны K1 при различных сценариях экспериментов.

**Fig. 6.** Amplitude of the K1 constituent according to different simulation scenarios.

В целом, как  $z$ -, так и  $\sigma$ -модель довольно хорошо воспроизводят фазы суточной гармоники K1 (рис. 7). Средняя по 98 станциям ошибка расчета при использовании навигационных карт для  $z$ -модели составляет 0.69 ч и для  $\sigma$ -модели – 0.73 ч и 0.71 ч (с батиметриями ETOPO 2022 г. и GEBCO 2023 г.). Хуже всего фаза K1 воспроизводится при использовании батиметрии GEBCO 2008 г.: средняя ошибка составляет 1.14 ч. Для волны K1 максимальные ошибки в фазе в случае  $\sigma$ -модели и со всеми батиметриями отмечаются на станции 23, которая расположена недалеко от пролива Лаперуза и точки амфидромии K1 (ошибка достигает 5 ч при использовании батиметрии GEBCO 2023 г. и ~9 ч при использовании батиметрии GEBCO 2008 г.), на станции 32 у о. Сахалин (ошибка достигает 3.69 ч с GEBCO 2008 г.), на станции 41 в Сахалинском заливе в устье р. Кобзак (ошибка достигает 4.36 ч с GEBCO 2008 г.), в Удской губе (2.84 ч при использовании навигационных карт).



**Рис. 7.** Фаза волны K1 при различных сценариях экспериментов.  
**Fig. 7.** Phase of the K1 constituent according to different simulation scenarios.

## Выводы

Охотское море отличается сложным характером распространения приливных волн, особенно в областях мелководных заливов и в речных эстуариях. В настоящей работе для получения расчетных значений приливных характеристик использовались современные  $z$ - и  $\sigma$ -модели, реализованные для акватории Охотского моря с пространственным разрешением  $\sim 3.5$  и  $\sim 3.7$  км. Результаты расчета приливных колебаний уровня моря сравнивались с приливными гармониками, полученными с прибрежных станций.

Результаты исследования показали, что обе модели с достаточно высокой точностью воспроизводят основные гармоники приливных колебаний на акватории Охотского моря. Это говорит о том, что оба метода расчета приливных колебаний вполне пригодны. Кроме всего прочего, можно сделать обоснованный вывод, что нарушения условия Куранта для баротропной задачи в INMOM не приводит к значимым ошибкам, и результаты сопоставимы с результатами, получаемыми с использованием модели НуRMoS, где шаг модели выбран таким образом, что нарушения условия Куранта не происходит. Последнее связано с тем, что приливные волны являются вынужденными и медленными по времени.

Средняя абсолютная ошибка в амплитуде и фазе приливной волны M2 по результатам эксперимента с использованием навигационных карт «Z-NAV» составляет 19.8 см и 1.37 ч соответственно, а по результатам эксперимента « $\sigma$ -NAV» – 10.36 см и 1.08 ч. В случае приливной волны K1 по результатам эксперимента «Z-NAV» средняя абсолютная ошибка в амплитуде и фазе составляет 23.7 см и 0.69 ч соответственно, по результатам эксперимента « $\sigma$ -NAV» – 8.93 см и 0.73 ч. Меньшие по значениям средние ошибки в воспроизведении амплитуд и фаз основных приливных гармоник, получаемые по  $\sigma$ -модели, не позволяют делать однозначного вывода о том, что  $\sigma$ -модель лучше воспроизводит приливные колебания. Наибольшая разница в результатах расчетов с использованием  $z$ - и  $\sigma$ -моделей наблюдается в мелководных районах, для которых требуются более детальные и точные данные по батиметрии. В таких акваториях использование  $\sigma$ -модели может быть более предпочтительным, так как в ней точнее учитываются изменения глубин ввиду особенностей вертикальной координаты. Однако точность воспроизведения амплитуд и фаз приливных гармоник по  $z$ - и  $\sigma$ -моделям отличается значительным образом на некоторых станциях. Кроме того, для отдельных гармоник точность воспроизведения их характеристик по  $z$ -модели выше, чем по  $\sigma$ -модели. Таким образом, можно сделать вывод, что обе модели применимы для расчета приливных колебаний на акватории Охотского моря.

Батиметрия, используемая при расчетах приливных колебаний, оказывает значительное влияние на точность и качество расчетов приливных колебаний. Для  $\sigma$ -модели показано, что наилучшая точность в воспроизведении приливных колебаний наблюдается при использовании в качестве батиметрии данных ETOPO 2022 г. и GEBCO 2023 г. Для волны M2 средняя

абсолютная ошибка для амплитуды волны составляет 7.14 и 7.15 см, а средняя абсолютная ошибка в фазе составляет 0.62–0.63 ч. Для волны K1 средняя абсолютная ошибка для амплитуды волны составляет 9.12 и 8.66 см, а средняя абсолютная ошибка в фазе составляет 0.73 и 0.71 ч.

По результатам сопоставительного анализа получено, что использование данных навигационных карт дает, практически по всем станциям и гармоникам, несколько худшие результаты по воспроизведению приливных колебаний в сравнении с последними версиями батиметрий ETOPO и GEBCO. Кроме того, использование современных версий топографий ETOPO и GEBCO позволяет воспроизвести точку амфидромии для волны M2, расположенную в южной части о. Сахалин у его восточного побережья. Вероятнее всего, преимущество в использовании данных ETOPO и GEBCO связано с их большей согласованностью по пространству, а также использованием при построении большого набора судовых, спутниковых и контактных измерений. При этом сопоставительный анализ данных GEBCO от 2008 и 2023 гг. показывает, что от версии к версии между топографиями могут наблюдаться различия в данных, что также будет приводить к разным результатам при их использовании для воспроизведения приливных характеристик. Важно также отметить, что, по-видимому, точности данных ETOPO и GEBCO при описании глубин в мелководных и прибрежных районах все равно недостаточно для более корректного воспроизведения в них приливных колебаний. Аналогичный вывод был получен и в [13]. Наибольшие ошибки в приливных характеристиках отмечаются в мелководных заливах Пенжинская губа и Удская губа, и также в областях расположения амфидромий, в приэстуарных акваториях, на входе в Охотское море у южных берегов п-ва Камчатка. Часть из рассматриваемых станций расположена на реках либо в приэстуарных областях. Точное воспроизведение приливных колебаний в этих регионах затруднено из-за значительного воздействия речного стока, который имеет сезонную и межгодовую изменчивость и может оказывать влияние на приливные колебания. С учетом пространственных размеров устьевых областей рек, отсутствия в большинстве своем точных данных по их стоку, в приэстуарных акваториях пространственного разрешения ~3.5 и ~3.7 км недостаточно для более точного и корректного воспроизведения приливных колебаний. Для таких акваторий требуется разработка локальных гидродинамических моделей высокого пространственного разрешения.

Наконец, важным результатом работы может являться тот факт, что далеко не всегда данные с навигационных карт могут давать наилучшие результаты в части воспроизведения приливных колебаний на больших акваториях моделирования, таких как Охотское море. Причинами этому могут служить как разное время создания отдельных навигационных карт, которые используются для подготовки общекосмической навигационной карты для гидродинамической модели, так и объединение карт, имеющих различный пространственный масштаб. Кроме того, традиционно, в открытом

море навигационные карты имеют более грубый масштаб, который, возможно, может не учитывать локальные особенности поля глубин, которые могут быть не важны для задач судоходства, но в то же время могут быть крайне значимы при расчетах приливных колебаний в гидродинамической модели.

Работа выполнена в рамках плана НИОКТР тема № АААА-А20-120021890121-5 в рамках проведения расчетов приливной циркуляции и анализа результатов расчетов по  $\sigma$ - и  $z$ -моделям и гранта РНФ № 22-17-00267 в рамках развития  $\sigma$ -модели и воспроизведения с ее использованием приливной циркуляции.

### Список литературы

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 08. Японское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия: Справочник. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. 398 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 09. Охотское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия: Справочник. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. 318 с.
3. Дианский Н.А., Фомин В.В., Чумаков М.М., Степанов Д.В. Ретроспективные расчеты циркуляции и ледяного покрова Охотского моря на основе современных технологий численного моделирования // Научно-технический сборник ВЕСТИ ГАЗОВОЙ НАУКИ. 2017. № 4 (32). С. 82-93.
4. Либина Н.В. Методы обработки и анализа цифровых моделей рельефа дна // Океанология. 2022. Т. 62, № 2. С. 324-333.
5. Мошонкин С.Н., Залесный В.Б., Гусев А.В. Алгоритм решения  $k-\omega$  уравнений турбулентности в модели общей циркуляции океана // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2018. Т. 54, № 5. С. 584-596.
6. Попов С.К. Моделирование и прогноз изменения уровня и скорости течений в морях России: Дис. ... докт. физ.-мат. наук. М.: Гидрометцентр России, 2019. 300 с.
7. Попов С.К., Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Прилив в оперативной модели краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течений в Белом и Баренцевом морях // Метеорология и гидрология. 2013. № 6. С. 68-82.
8. Путов В.Ф., Шевченко Г.В. Особенности приливного режима на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Труды ДВНИГМИ. Тематический выпуск №1. Владивосток. 1998. С. 61-82.
9. Станев Е.В., Рикер М., Грайек С., Якоб Б., Хайд В., Станева Й. Примеры мезомасштабного и субмезомасштабного численного вихререзающего моделирования океана // Морской гидрофизический журнал. 2020. №6 (216). С. 691-719.
10. Степанов Д.В. Оценка бароклинного радиуса деформации Россби в Охотском море // Метеорология и гидрология. 2017. № 9. С. 83-89.
11. Egbert G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // J. Atm. Ocean. Tech. 2002. Vol. 19.2. P. 183-204.
12. Foreman M.G.G., Walters R.A., Henry, R.F., Keller C.P., Dolling A.G. A tidal model for eastern Juan de Fuca Strait and the southern Strait of Georgia // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 721-740.
13. Kowalik Z., Polyakov I. Tides in the Sea of Okhotsk // J. Phys. Oceanogr. 1998. Vol. 28, no. 7. P. 1389-1409.
14. Madec G. and the NEMO System Team. NEMO Ocean Engine // NEMO Ocean Engine Reference Manual, Zenodo. 2023. <https://doi.org/10.5281/zenodo.8167700>
15. Pawlowski R., Beardsley B., Lentz S. Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T\_TIDE // Computers and Geosciences. 2002. Vol. 28. P. 929-937.

16. Wei Z., Pan H., Xu T., Wang Y., Wang J. Development History of the Numerical Simulation of Tides in the East Asian Marginal Seas: An Overview // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022. Vol. 10. P. 984. DOI: 10.3390/jmse10070984.
17. Xie D., Bing Wang Z., Huang J., Zeng J. River, tide and morphology interaction in a macro-tidal estuary with active morphological evolutions // *Catena*. 2022. Vol. 212. P. 106131. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106131>.
18. Zaron E.D. Topographic and frictional controls on tides in the Sea of Okhotsk // *Ocean Modelling*. 2017. Vol. 117. P. 1-11. DOI: 10.1016/j.ocemod.2017.06.011.
19. Zheng P., Li M., Wang C., Wolf J., Chen X., De Dominicis M., Yao P., Hu Z. Tide-Surge Interaction in the Pearl River Estuary: A Case Study of Typhoon Hato // *Front. Mar. Sci.* 2020. Vol. 7:236. DOI: 10.3389/fmars.2020.00236.

### References

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 08. Японское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. Справочник. Saint Petersburg, Gidrometeoizdat publ., 2003, 398 p. [in Russ.].
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том 09. Охотское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. Справочник. Saint Petersburg, Gidrometeoizdat publ, 1998, 318 p. [in Russ.].
3. Diansky N.A., Fomin V.V., Chumakov M.M., Stepanov D.V. Retrospektivnye raschety tsirkulyatsii i ledyanogo pokrova Ohotskogo morya na osnove sovremennykh tekhnologiy chislennogo modelirovaniya [Application of modern numerical ocean and ice models for retrospective simulations of circulation and ice cover of Okhotsk Sea]. *Nauchno-tekhnicheskij sbornik VESTI GAZOVOJ NAUKI [Gas Science Bulletin (Vesti Gazovoy Nauki)]*, 2017, vol. 32, no 4, pp. 82-93 [in Russ.].
4. Libina N.V. Methods of Processing and Analyzing Digital Elevation Models of Bottom. *Oceanology*, 2022, vol. 62, no. 2, pp.278-285. DOI: 10.1134/S0001437022020126.
5. Moshonkin S.N., Zalesny V.B., Gusev A.V. Algorithm of the  $k-\omega$  turbulence equations solution for the ocean general circulation model. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, 2018, vol. 54, no. 5, pp. 495-506. DOI: 10.1134/S0001433818050079
6. Popov S.K. Modelirovanie i prognoz izmeneniya urovnya i skorosti techenij v moryah Rossii: Dis. ... dokt. fiz.-mat. nauk. M.: Gidrometcentr Rossii, 2019. 300 s. [in Russ.].
7. Popov S.K., Lobov A.L., Elisov V.V., Batov V.I. A tide in the operational model for short-range forecast of current velocity and sea level in the Barents and White seas. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2013, vol. 38, pp. 414-425. DOI: 10.3103/S106837391306006X.
8. Putov V.F., Schevchenko G.V. Osobennosti prilivnogo rezhima na severovostochnom shel'fe o. Sahalin [Features of the tidal regime on the northeastern shelf of the Sakhalin]. *Trudy DVNIGMI. Tematicheskij vypusk №1. Vladivostok [Proceedings of FERHRI. Thematic issue No. 1. Vladivostok]*, 1998, pp. 61-82 [in Russ.].
9. Stanev E.V., Ricker M., Grayek S., Jacob B., Haid V., Staneva J. Numerical Eddy-Resolving Modeling of the Ocean: Mesoscale and Sub-Mesoscale Examples. *Physical Oceanography, [e-journal]*, 2020, vol. 6, no. 27, pp. 631-658. DOI:10.22449/1573-160X-2020-6-631-658.
10. Stepanov D.V. Estimating the baroclinic Rossby radius of deformation in the Sea of Okhotsk. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2017, vol. 42, no. 9, pp. 601-606.
11. Egbert G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *J. Atm. Ocean. Tech.*, 2002. vol. 19, no. 2, pp. 183-204.
12. Foreman M.G.G., Walters R.A., Henry, R.F., Keller C.P., Dolling A.G. A tidal model for eastern Juan de Fuca Strait and the southern Strait of Georgia. *J. Geophys. Res.*, 1995, vol. 100, pp. 721-740.
13. Kowalik Z., Polyakov I. Tides in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, 1998, vol. 28, no. 7, pp. 1389-1409.
14. Madec G. and the NEMO System Team. NEMO Ocean Engine. *NEMO Ocean Engine Reference Manual, Zenodo*, 2023. <https://doi.org/10.5281/zenodo.8167700>



15. Pawłowicz R., Beardsley B., Lentz S. Classical Tidal Harmonic Analysis Including Error Estimates in MATLAB using T\_TIDE. *Computers and Geosciences*, 2002, vol. 28, pp. 929-937.

16. Wei Z., Pan H., Xu T., Wang Y., Wang J. Development History of the Numerical Simulation of Tides in the East Asian Marginal Seas: An Overview. *J. Mar. Sci. Eng.*, 2022, vol. 10, pp. 984. DOI: 10.3390/jmse10070984.

17. Xie D., Bing Wang Z., Huang J., Zeng J. River, tide and morphology interaction in a macro-tidal estuary with active morphological evolutions. *Catena*, 2022, vol. 212, pp. 106131. DOI: 10.1016/j.catena.2022.106131.

18. Zaron E.D. Topographic and frictional controls on tides in the Sea of Okhotsk. *Ocean Modelling*, 2017, vol. 117, pp. 1-11. DOI: 10.1016/j.ocemod.2017.06.011.

19. Zheng P., Li M., Wang C., Wolf J., Chen X., De Dominicis M., Yao P., Hu Z. Tide-Surge Interaction in the Pearl River Estuary: A Case Study of Typhoon Hato. *Front. Mar. Sci.*, 2020, vol. 7, pp. 236. DOI: 10.3389/fmars.2020.00236.

*Поступила 15.03.2024; одобрена после рецензирования 06.06.2024;  
принята в печать 17.06.2024.*

*Submitted 15.03.2024; approved after reviewing 06.06.2024;  
accepted for publication 17.06.2024.*