

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-88-105>

УДК 551.46

**Оценка результатов усвоения спутниковой
альтиметрии в одноградусной версии модели NEMO
с использованием взаимосвязи между уровнем океана
и вертикальными смещениями профилей
температуры и солёности воды**

***В.Н. Степанов, Ю.Д. Реснянский,
Б.С. Струков, А.А. Зеленько***

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
vlnt@mecom.ru, resn@mecom.ru*

Представлены результаты проверки метода усвоения данных спутниковой альтиметрии, входящего в систему усвоения NEMOVAR Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF) и основанного на использовании взаимосвязи между уровнем океана и вертикальными смещениями профилей температуры и солёности воды. Проверяемый метод встраивается в действующую в Гидрометцентре России систему усвоения океанографических данных (СУОД) с одноградусным пространственным разрешением расчетной модели NEMO. Помимо альтиметрии в рассматриваемой версии СУОД усваиваются данные профилирующих буев Арго по вертикальным распределениям температуры и солёности воды с использованием вариационного 3d-Var анализа, а также данные по температуре поверхности океана и сплоченности морского льда с использованием релаксационных процедур. Показано, что проверяемый метод обеспечивает уменьшение осредненной по Мировому океану среднеквадратичной ошибки воспроизведения моделью уровня поверхности океана с 6,8 до 5,4 см, но не позволяет при использованном невысоком пространственном разрешении уточнить воспроизведение термохалинных полей.

Ключевые слова: усвоение океанографических данных, модель NEMO, данные Арго, спутниковая альтиметрия

**Evaluating application of the satellite altimetry
assimilation method in the one-degree NEMO model
using the relationship between sea level
and vertical displacements
of water temperature and salinity profiles**

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

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia
vlnt@mecom.ru, resn@mecom.ru*

The results of a validation study of a satellite altimetry assimilation method, which is a part of the NEMOVAR assimilation system of the European Centre for Medium-Range Forecasts (ECMWF), are presented. The method utilizes a relationship between sea level and vertical displacements in water temperature and salinity profiles. The validated method is integrated into the ocean data assimilation system (ODAS) currently used at the Hydro-meteorological Research Center of the Russian Federation using the one-degree NEMO numerical model. In addition to altimetry, the analyzed ODAS version assimilates Argo profiling float data on the vertical water temperature and salinity distributions using 3D-Var variational analysis, as well as sea surface temperature and sea ice concentration data using relaxation procedures. It is shown that the tested method provides a reduction in the error in reproducing the ocean surface level by the model from 6.8 to 5.4 cm, but does not improve the simulation of thermohaline fields due to the low model resolution.

Keywords: ocean data assimilation, NEMO model, Argo data, satellite altimetry

Введение

Современные подходы к оперативному гидрометеорологическому обеспечению морской деятельности все в большей степени базируются на использовании численных гидродинамических моделей. Такие модели становятся основным инструментом для прогнозирования состояния климатической системы и морской среды, как составной ее части, на временных масштабах от нескольких дней до столетий. Способность моделей прогнозировать изменения состояния морской среды в рамках такого подхода в значительной степени зависит от задания начальных условий. Подготовка этих условий осуществляется путем усвоения океанографических данных. Процедуры усвоения данных являются составной частью систем оперативной океанологии, обеспечивающей получение диагностических и прогнозных оценок состояния морской среды в режиме, близком к реальному времени [3, 5, 6, 10, 11, 25, 34, 36].

Среди усваиваемых данных важное место занимает спутниковая информация, которая становится главным источником глобальных данных для анализа ледовых условий, состояния ветрового волнения, поверхностной температуры и солености воды, а также уровня морской поверхности, измеряемого в открытом океане средствами спутниковой альтиметрии.

В [32] дан обзор методов усвоения спутниковой альтиметрии. В основном это вариационные (3d-Var, 4d-Var) методы [1, 2, 23, 27, 42] и методы с использованием ансамблевого фильтра Калмана (Ensemble Kalman Filter, EnKF) или его упрощенной версии – ансамблевой оптимальной интерполяции (Ensemble Optimal Interpolation, EnOI) [7, 18]. Хотя в последнее время активно развиваются новые методы усвоения данных, в которых либо используется метод частиц, основанный на реализации Лагранжевого подхода [39], или применяется Байесовский метод максимизации условной вероятности [40].

В оперативном режиме чаще всего используются вариационные методы усвоения, поскольку реализация ансамблевого фильтра Калмана связана со значительными вычислительными затратами. Спутниковые

альтиметрические данные (наряду с другими данными наблюдений) усваиваются, в частности, в Европейском центре среднесрочных прогнозов (ECMWF) [45] в рамках системы вариационной ассимиляции данных NEMOVAR с расчетной моделью океана NEMO. В настоящей статье рассматривается применение метода, изложенного в [27, 42], к усвоению спутниковой альтиметрии океанской моделью NEMO [24] с одноградусным пространственным разрешением.

Усваиваемая альтиметрия

При усвоении данных об уровне поверхности обычно используются аномалии уровня моря (SLA), регистрируемые с помощью спутниковой альтиметрии AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data, <http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/products/sea-surface-height-products/global/sla/index.html>). Спутниковые аномалии SLA отсчитываются относительно некоторого отсчетного уровня, так называемой средней динамической топографии (Mean Dynamic Topography, MDT). В качестве MDT можно использовать данные гравитационной миссии GRACE: RIO09 MDT [30]. Однако, как было отмечено в [41], без надлежащей коррекции систематической ошибки наблюдения использование такой MDT может привести при усвоении SLA к сильным возмущениям в модельных полях на шаге анализа. Поэтому часто в качестве отсчетного уровня при усвоении SLA используют осредненную за некий период модельную уровненую поверхность, полученную в предыдущем реанализе (см., например, [27, 45]). В настоящей работе в качестве модельного отсчетного уровня используется средняя за период 2003–2010 гг. уровненая поверхность, полученная в расчете с моделью NEMO без усвоения данных (далее – эксперимент FREE).

На рис. 1 показаны средние за период 2010–2014 гг. стандартные отклонения уровня моря (SD), соответствующие данным AVISO (рис. 1а) и данным одноградусного реанализа, выполненного с использованием ансамблевого фильтра Калмана [14] (рис. 1б, в). На рис. 1б представлены модельные SD, полученные с усвоением данных Арго и температуры поверхности океана (ТПО), а на рис. 1в – результаты этого же реанализа, но с дополнительным усвоением уровненой поверхности. Из-за невысокого разрешения полученная в модельных расчетах изменчивость уровня моря (рис. 1б, в) существенно меньше наблюдаемой (рис. 1а), хотя дополнительное усвоение уровненой поверхности несколько повышает качественное согласие с данными AVISO (рис. 1в).

Усвоение SLA с высоким пространственным разрешением вдоль спутниковых треков в моделях с невысоким пространственным разрешением является непростой задачей, поскольку изменчивость SLA с высоким пространственным разрешением невозможно воспроизвести моделями с грубым пространственным разрешением (см. рис. 1). Чтобы уменьшить влияние мелкомасштабной изменчивости при усвоении моделями с невысоким

разрешением данных, содержащих такую изменчивость, разрабатываются разные схемы адаптации, которые создают на более грубой сетке, приближенной к модельному разрешению, «треки спутников» с данными наблюдений, соответствующими наблюдениям, полученным за тот же день, с координатами, близкими к координатам грубой сетки (“superob” grid, согласно работе [27]). В дальнейшем в [45] использовался метод прореживания данных SLA путем «стратифицированной случайной» выборки [44], в результате которой отбираются наблюдения SLA с повышенной локальной изменчивостью, но с уменьшенными стандартными отклонениями ошибок наблюдения. Другим преимуществом усвоения SLA вдоль спутниковых треков (кроме сохранения повышенной локальной изменчивости этих аномалий) является то, что при усвоении наклона SLA вдоль пути в моделях с высоким разрешением информация о среднем значении уровня поверхности вдоль трека не требуется (см., например, [23]).

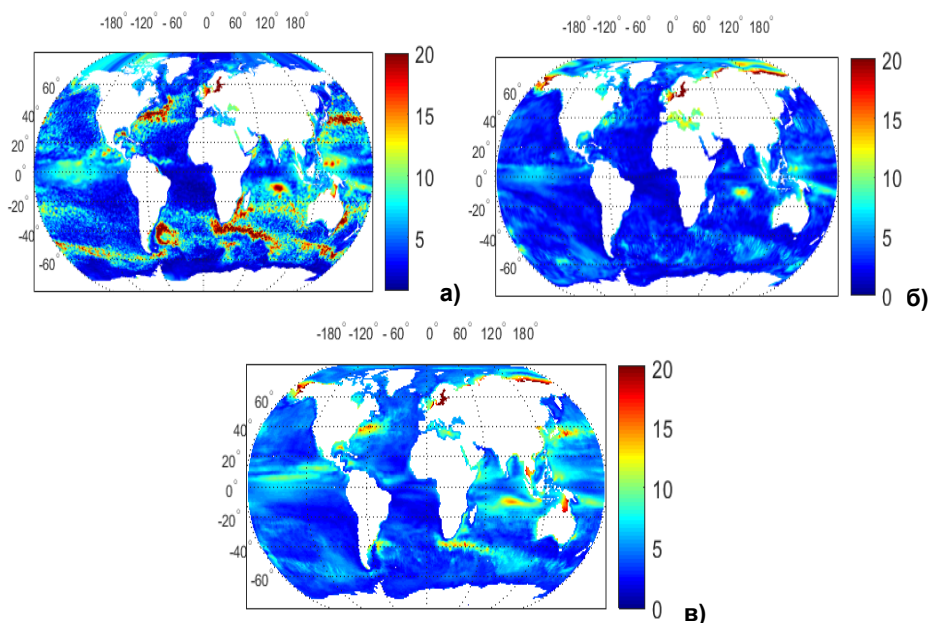


Рис. 1. Средние за период 2010–2014 гг. стандартные отклонения (SD) для данных AVISO (а); реанализа [14] без усвоения уровня поверхности (б); такого же реанализа с дополнительным усвоением уровня поверхности (в).

Fig. 1. Standard deviations (SD) averaged for the period 2010-2014 for AVISO (a); reanalysis [14] without sea level assimilation (б); the same reanalysis with additional sea level assimilation (в).

Однако легче использовать более простую реализацию, когда для усвоения SLA используется выборка из альтиметрических данных, полученных путем оптимальной интерполяции исходных спутниковых наблюдений на регулярную мелкую сетку (см, например, [35, 43]).

Работы, в которых усваивались спутниковые данные по уровню и температуре поверхности океана, свидетельствуют о положительном влиянии спутниковых данных на реконструкцию изменчивости циркуляции верхнего слоя океана, причем уменьшение ошибки для модельных полей температуры (T) и солёности (S) имеет место и для глубоких слоев до 500–700 м [7, 16, 35]. В частности, удается восстановить трехмерные поля температуры и солёности в глубоководной акватории Черного моря, ограниченной изобатой 500 м, на основе совместной обработки ежесуточных спутниковых альтиметрических наблюдений и малочисленных профильных измерений температуры и солёности на гидрологических станциях в период 1993–2002 гг. [8, 9]. Возможность такого восстановления служит подтверждением существования взаимосвязи изменений уровня поверхности с циркуляцией верхнего слоя океана.

Используемый алгоритм

В системе NEMOVAR инкременты переменных вектора состояния имеют две компоненты: сбалансированную составляющую, которая физически или статистически связана с так называемой контрольной переменной (а именно, с потенциальной температурой T) и несбалансированные компоненты, вычисляемые на шаге анализа при ассимиляции через применяемую систему усвоения данных 3D-Var. В NEMOVAR сбалансированные компоненты рассчитываются для T , S , а также для горизонтальных компонент скорости. В настоящей работе мы используем сбалансированные компоненты только для T и S , предполагая, что поле скоростей приспособляется быстро к полям T и S за счет выполнения геострофических соотношений. Отметим, что были выполнены дополнительные эксперименты с одноградусной моделью океанской циркуляции, когда рассчитывались сбалансированные компоненты для горизонтальных компонент скорости, но модельные результаты не изменились. Возможно, для модели с более высоким разрешением использование сбалансированных компонент для горизонтальных компонент скорости может привести к более заметным отличиям в модельных результатах.

В [20] (далее – как CH96) предложен алгоритм, в котором предполагается, что различиям между модельным уровнем моря (SSH) и уровнем, полученным со спутника (SLA), могут быть сопоставлены вертикальные смещения водного столба. Разность между модельной аномалией уровня моря ξ и уровнем, полученным со спутника, ξ_A приводит к изменению положения изопикн вследствие вертикальных смещений профилей T и S , происходящих таким образом, чтобы давление на дне океана оставалось неизменным. Применение этого алгоритма оправдано при наличии стратификации океанских вод. Поэтому он не может применяться в полярных регионах со слабой стратификацией. В [42] предложено усваивать альтиметрию и вертикальные профили T и S последовательно. Сначала используется алгоритм, предложенный в CH96, для преобразования измеренных SLA

в приращения температуры и солености, приводящие к изменению положений изопикн. Затем полученные таким образом измененные поля T и S подаются в систему ассимиляции профилей T и S через применяемую систему усвоения таких профильных данных.

Принято считать, что за счет потепления климата происходит повышение уровня моря, обусловленное тепловым расширением (стерическим) и изменением массы воды [21]. Сравнивая общую тенденцию (тренд) изменения уровня моря, полученную по данным альтиметра $\Delta\xi_A$, с тенденцией изменения стерической высоты $\Delta\xi_S$, полученной в результате анализа термохалинной структуры океана (вычисленной в автономном режиме из разниц температуры), можно оценить компонент тренда, обусловленный изменениями массы воды, и разность между величинами $\Delta\xi_A$ и $\Delta\xi_S$ трактуется в модели как поток пресной воды, равномерно распределенный по всей поверхности океана. Отметим, что стерическая высота ξ_S не является прогностической переменной модели океана, а ее нужно рассчитывать путем вертикального интегрирования поля плотности, полученного на шаге предварительного анализа океана. В настоящей работе этот эффект не учитывается.

Предложенный в СН96 и используемый в нашей работе алгоритм основывается на следующих соотношениях.

Обозначим через Δp_s изменение поверхностного давления за счет разности между наблюдаемой и модельной аномалиями уровня моря

$$\Delta p_s = \rho_0 g (\xi_A - \xi), \tag{1}$$

где $\rho_0 = 1026 \text{ кг/м}^3$, а g – ускорение свободного падения.

Чтобы давление на дне океана оставалось неизменным, должно выполняться условие:

$$\Delta p_s = - \int_{-H}^0 g \delta\rho dz, \tag{2}$$

где $\delta\rho$ – плотностной инкремент.

Если частицы воды в каком-то водном столбе перемещаются вертикально на одинаковую величину δh , то горизонтальной дивергенции не происходит и потенциальная завихренность $q(\rho) = (f/\rho_0)\partial_z\rho$ автоматически сохраняется. Кроме того, если смещение изопикн происходит на одну и ту же величину, то свойства в этом водном столбе тоже не изменяются. Однако вертикальное смещение не сохраняет свойств воды на всех изопикнах. Если на поверхности давление уменьшается, то водный столб должен подниматься на расстояние δh с новой более тяжелой водой, перемещающейся снизу с удалением легкой поверхностной воды, и наоборот для случая увеличения поверхностного давления. Величина вертикального смещения δh для каждого столба воды определяется однозначно условием сохранения неизменности давления на дне океана.

Начальное вертикальное смещение δh определяется формулой:

$$\delta h = \Delta p_s / [g(\rho(0) - \rho(-H))], \quad (3)$$

которая описывает случай, когда вертикальное смещение изменяет количество поверхностных и придонных вод однородной плотности.

Изменение температуры на горизонте z при вертикальном смещении водного столба на величину δh определяется как

$$\delta T(z) = \gamma_T [T(z + \delta h) - T(z)]. \quad (4)$$

Здесь коэффициент γ_T введен для того, чтобы учесть случаи, когда температурная стратификация мала ($|\partial_z T| < 0,02$ °C/м), в этом случае $\gamma_T = 0$ и $\gamma_T = 1$ в противном случае.

Смещение δh можно определить путем подгонки сплайн-функции к каждому вертикальному столбу воды, используя в качестве первого приближения формулу (3) для смещения δh . Эта процедура позволяет избежать слишком большого вертикального сглаживания свойств столба воды после повторного вертикального смещения. Конечная величина смещения δh на каждом шаге усвоения SSH определяется с использованием сплайнового подхода и итерационной процедуры, при которых выполняется условие (2).

Следуя [37], для сохранения приблизительных свойств водной массы, соответствующих изначальному состоянию, также локально осуществляется вертикальное смещение на величину δh профиля солености в ответ на изменения температуры δT (Метод 1). Выражение для сбалансированной части приращения солености дается, следуя [29]:

$$\delta S = \gamma_S \partial_T S \delta T = K_{ST} \delta T, \quad (5)$$

где

$$K_{ST} = \gamma_S \partial_T S. \quad (6)$$

Коэффициент γ_S введен для случаев, когда корреляция между T и S слабая:

$$\begin{cases} 0, & \text{если } z < D_M, D_M - \text{толщина перемешанного слоя;} \\ \gamma_S = \begin{cases} 0, & \text{если } |\partial_z S| / |\partial_z T| > 1 \text{ епс } ^\circ\text{C}^{-1}, \text{ когда } S \text{ сильно стратифицирована,} \\ & \text{а } T \text{ нет;} \\ 0, & \text{если } |\partial_z T| < 0,001 \text{ } ^\circ\text{C/м, слабая стратификация для } T; \end{cases} \\ \gamma_S = 1 & \text{в остальных случаях.} \end{cases}$$

Таким образом, для случаев слабой стратификации и перемешанного слоя всегда $\gamma_S = 0$. Для сглаживания K_{ST} на каждом уровне модели используется локальный двухточечный фильтр Шапиро. Отметим, что поскольку коэффициенты баланса $T - S$ в (5) зависят от фонового состояния, то они изменяются от одного цикла ассимиляции к другому.

Технически эти соленосные аномалии легче получить, используя описанную выше процедуру подгонки сплайн-функции для определения температурных аномалий. В соответствии с этой процедурой соленостные аномалии определяются как изменения солености, соответствующие смещению изопикн на величину δh в предположении о неизменности солености с глубиной в пределах перемешанного слоя (Метод 2). Для случая крупномасштабной модели океанской циркуляции с одноградусным разрешением тестовые расчеты с использованием Метода 1 и Метода 2 показали, что Метод 2 дает для урвеной поверхности меньшую ошибку для района, расположенного к западу от африканского побережья, и сравнимую с Методом 1 для остальных регионов. Поэтому в данной работе используется Метод 2, когда применялся сплайновый подход как для расчета T , так и для S , т. е. формулы (5) и (6) не использовались, но получаемый соленостный инкремент умножался на коэффициент γ_s .

Также рассчитывается изменение урвеной поверхности $\delta\xi$ из-за изменения плотности морской воды путем вычисления динамической высоты интегрированием от океанского дна $-H$ до поверхности $z = 0$:

$$\delta\xi = \int_{-H}^0 (\delta\rho / \rho_0) dz, \quad (7)$$

где можно считать, что

$$\delta\rho / \rho_0 = -\gamma_T N^2 / g \delta h. \quad (8)$$

Здесь N – частота Брента – Вайсаля:

$$N^2 = g(\alpha \partial_z T - \beta_s \partial_z S),$$

а α и β_s – коэффициенты теплового расширения и соленостного сжатия соответственно, которые зависят от потенциальной температуры, солености и глубины.

В [29] было также показано, что учет изменчивости солености (через условия (5)) из-за изменения температуры (выражение (4)) оказывает значительное влияние на скорость течений, а также на соленость по сравнению с экспериментом, в котором усваивалась урвеной поверхность, но в котором не использовались условия (4) и (5).

Усвоение альтиметрии совместно с усвоением данных АРГО

Как было отмечено выше, использование ансамблевого фильтра Калмана связано со значительными вычислительными затратами, поэтому описанный выше алгоритм усвоения альтиметрии был включен в существующую систему усвоения океанографических данных (СУОД) Гидрометцентра России, основанную на трехмерной вариационной схеме 3D-Var [3, 4].

В этой СУОД усвоение осуществляется по циклической последовательной схеме, в рамках которой проводится циклическое интегрирование

модели на заданном интервале времени с двукратным повторением. В первом прогоне (“прогнозе”) модель интегрируется без усвоения данных для получения поля первого приближения (ППП) для температуры воды T и её солёности S на каждые сутки в пределах окна усвоения (10 суток в реализованных экспериментах). В ходе этих расчетов используется алгоритм, корректирующий поля T , S и уровенной поверхности для каждого суток в области от 50° ю. ш. до 50° с. ш., в которой океан сильно стратифицирован. В высоких широтах, где стратификация мала, он не применяется.

Повторное интегрирование модели на том же временном интервале (“анализ”) выполняется с тех же начальных данных, что и первое интегрирование, но в ходе его продвижения по времени к рассчитываемым в модели искомым полям добавляются поправки (инкременты анализа), получаемые в результате перерасчета оцененных по данным первого прогона инноваций (отклонений наблюдений от ППП) в трехмерное поле инкрементов с использованием трехмерного вариационного анализа 3D-Var. Эти поправки вводятся с использованием метода дробных инкрементов (IAU – Incremental Analysis Updates) [19]. Получаемые методом 3D-Var инкременты анализа переводятся на расчетную сетку модели путем линейной интерполяции.

Вариационный анализ температуры воды и её солёности в 3D-Var выполняется с использованием параметрической модели пространственных ковариаций на основе трехмерных линейных фильтров типа авторегрессии – скользящего среднего [17] с оценками входящих в неё параметров путем статистической обработки данных наблюдений профилирующих буев Argo [12]. Анализ проводится на географической одноградусной сетке на 21 модельном уровне от 10 м до 1400 м с учетом изменчивости поля первого приближения (ППП) в пределах окна усвоения в соответствии с методом FGAT – First Guess at Appropriate Time (Первое приближение в соответствующее время) [26].

Используемые данные альтиметрии AVISO представлены на глобальной сетке с разрешением $0,125^\circ$. В работе они проецируются на модельную сетку. Для каждого узла модельной сетки происходило проецирование аномалий уровенной поверхности SLA путем усреднения исходных полей AVISO с весами, пропорциональными расстояниям от модельного узла до точек с данными AVISO, находящихся не дальше, чем половина углового градуса от данного узла.

На следующем шаге, используя данные наблюдений для T и S , рассчитываются инновации для температуры и солёности для верхнего 1400-метрового слоя в текущем окне усвоения. По объединённому набору инноваций вычисляются поля инкрементов T и S с использованием 3D-Var анализа. Затем эти инкременты добавляются в модель на каждом временном шаге дробными частями (метод IAU) в ходе её повторного интегрирования на интервале окна усвоения. Получаемые в итоге второго интегрирования модели на конец десятых суток временного окна модельные переменные дают искомую оценку текущего состояния гидрофизических полей Мирового океана.

Расчеты показали, что при таком подходе конечный модельный результат, получаемый после второго прогона, близок к результатам расчета, в котором не используется описанная выше процедура усвоения альтиметрии. Поэтому во втором прогоне также был использован этот же алгоритм усвоения уровенной поверхности в области от 50° ю. ш. до 50° с. ш., но результат усвоения учитывался только для уровенной поверхности, т. е. поля T и S корректировались для каждого суток окна усвоения за счет инкрементов T и S , полученных 3D-Var анализом, а уровенная поверхность учитывала изменчивость, определяемой формулой (7). Такое усвоение уровенной поверхности происходило на каждые вторые сутки в пределах окна усвоения.

Описание экспериментов

Для проведения представляемых здесь численных экспериментов по усвоению данных использовалась модель NEMO 4-й версии [24], которая основана на примитивных уравнениях, описывающих гидротермодинамику океана со свободной уровенной поверхностью, и сопряжена с термодинамической моделью морского льда SI3 [33] с упруго-вязкопластической реологией [38]. Модель реализована в глобальной конфигурации ORCA1 с горизонтальным разрешением сетки $1 \times 1^\circ$ (с уменьшенным шагом по широте вблизи экватора) и 75 уровнями по вертикали.

Выполнены два численных эксперимента по моделированию системы океан – морской лед с одинаковыми модельными параметрами и с одинаковыми атмосферными воздействиями из набора DFS5.2 (DRAKKAR Forcing Set) [22], требующимися для задания граничных условий на поверхности океана.

В обоих экспериментах (далее эксперимент ASSIM1, в котором не применялся описанный выше алгоритм усвоения уровенной поверхности, и ASSIM2, в котором применялся данный алгоритм) усваивались вертикальные распределения T и S воды с профилирующих буев Арго и ТПО из набора CDAS [31] (NCEP Climate Data Assimilation System, эти данные имеют временную дискретность 3 часа и пространственное разрешение $\sim 0,2^\circ$). Усвоение ТПО происходило за счет включения релаксационного члена в расчетный поток тепла на поверхности океана, используя имеющуюся опцию модели NEMO. Поэтому оригинальные данные CDAS были спроецированы на модельную сетку.

Наряду с данными Арго и ТПО в обоих экспериментах усваивалась также сплоченность морского льда, следуя [15]. Для усвоения сплоченности морского льда использовались данные скаттерометрических спутниковых измерений, распространяемые французским центром IFREMER (Institut francais de recherche pour l'exploitation de la mer; French Research Institute for Exploitation of the Sea) в виде ежедневных сеточных полей (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/psi-concentration/data>).

Для этих экспериментов интегрирование модели для каждого расчета проводилось на интервале времени 2010–2014 гг, отправляясь от начального состояния, полученного к концу декабря 2009 г. в эксперименте FREE, в котором не усваивались никакие данные. Краткое описание этого эксперимента дано в [13].

Модельные результаты

На рис. 2 показаны вертикальные распределения осредненных за период 2010–2014 гг. и по области от 50° ю.ш. до 50° с.ш. отклонений, полученных в численном эксперименте ASSIM1 (красные линии) и ASSIM2 (черные линии) значений температуры воды (а) и её солёности (б) от не использовавшихся в усвоении данных измерений Арго. Для сравнения приведены также распределения, соответствующие результатам эксперимента FREE (синие линии) и климатическим данным (зеленые линии). Как следует из рисунка, полученные графики для ASSIM1 и ASSIM2 почти не отличаются друг от друга (для солёности кривые для этих двух экспериментов идентичны).

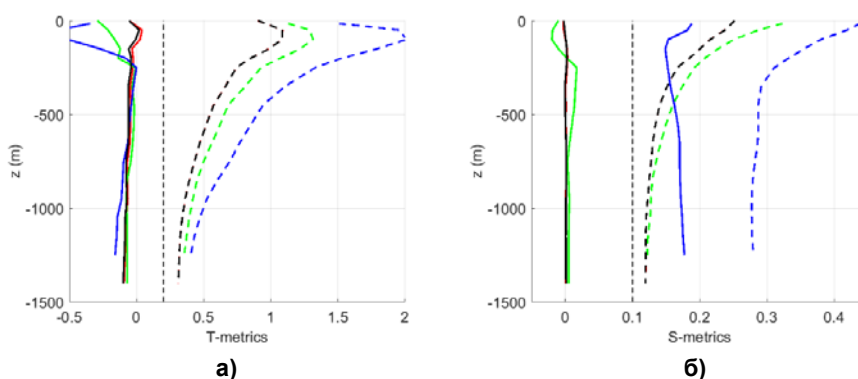


Рис. 2. Вертикальные распределения осредненных за период 2010–2014 гг. и по области от 50° ю. ш. до 50° с. ш. отклонений полученных в численных экспериментах значений температуры, $^\circ\text{C}$ (а) и солёности, eps, (б) от не использовавшихся в усвоении данных измерений Арго. Сплошные линии – средние отклонения, штриховые – среднеквадратичные отклонения (СКО). Красные линии соответствуют эксперименту ASSIM1, черные – ASSIM2, синие – FREE, зеленые – для климатических данных. Начало отсчета для СКО (вертикальные пунктирные линии) смещено по оси абсцисс вправо на $0,2^\circ\text{C}$ и $0,1$ eps, соответственно, для температуры и солёности воды.

Fig. 2. Vertical distributions of averaged (for the period 2010–2014) and for the region from 50°S to 50°N deviations of temperature values, $^\circ\text{C}$, (a) and salinity, PSU, (б), obtained in numerical experiments from Argo measurements not used in data assimilation. Solid lines - average deviations; dashed lines - the root mean square deviation (RMSD). Red lines, ASSIM1 experiment; black lines, ASSIM2 experiment; blue lines, FREE experiment; green lines, climate data. Origin of the RMSD (vertical dashed lines) is shifted along x axis to right by 0.2°C and 0.1 PSU, respectively, for water temperature and salinity.

На рис. 3 показаны осредненные за период 2010–2014 гг. разности между модельными аномалиями уровня поверхности и аномалиями спутниковой альтиметрии SLA, полученные, соответственно, в экспериментах ASSIM1 (рис. 3а) и ASSIM2 (рис. 3б). Как видно из рисунка, отличия модельных данных, полученных на одноградусной сетке, от спутниковой альтиметрии значительны, но для ASSIM2 эти отличия несколько меньше, чем для ASSIM1 в восточной части Тихоокеанского сектора, в Атлантическом океане вне прибрежной зоны и к востоку от островных территорий Юго-Восточной Азии. В Индийском океане отличия между ASSIM1 и ASSIM2 не так велики. Среднеквадратическая ошибка для уровня поверхности, осредненная по глобусу, уменьшилась с 6,8 см (в ASSIM1) до 5,4 см (ASSIM2). Отметим, что у берегов Антарктиды также заметны небольшие различия между ASSIM1 и ASSIM2, хотя там уровень поверхности не усваивалась. Однако большие различия заметны в энергоактивных зонах и в Южном океане, что обусловлено грубым модельным разрешением.

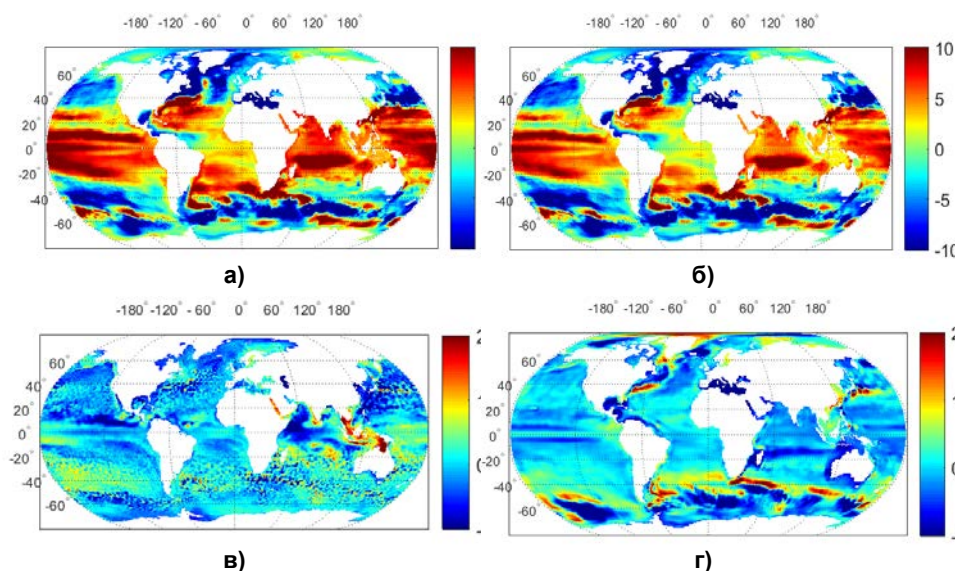


Рис. 3. Осредненные за период 2010–2014 гг. разности (см) между модельными аномалиями уровня поверхности SSH и аномалиями спутниковой альтиметрией SLA в экспериментах ASSIM1 (а) и ASSIM2 (б); осредненные за тот же период аномалии уровня поверхности (см) по данным спутниковой альтиметрии (в) и эксперимента ASSIM1 (г).

Fig. 3. Differences between the model sea level anomalies SSH and the satellite altimetry anomalies SLA averaged over the period 2010–2014 (cm) in the ASSIM1 (a) and ASSIM2 (б) experiments; – sea level anomalies (cm) averaged over the same period based on satellite altimetry data (в) and the ASSIM1 experiment (г).

На рис. 3 (в, г) показаны осредненные за период 2010–2014 гг. аномалии уровня поверхности по данным спутниковой альтиметрии SLA (в),

спроецированные на модельную сетку, и по данным эксперимента ASSIM1 (г). Как следует из рисунка, отличия между аномалиями уровенной поверхности в эксперименте ASSIM1 и аномалиями спутниковой альтиметрией SLA существенны. Если в энергоактивных зонах модель производит существенные аномалии SSH, то для спутниковой альтиметрии SLA аномалии в этих регионах сильно локализованы и поэтому мало заметны на модельной сетке, что обусловлено переводом данных AVISO (с мелким пространственным разрешением) на грубую модельную сетку. Исключением является область в районе Филиппинского моря, где наблюдается сильная изменчивость данных AVISO, но из-за грубого модельного разрешения океанографические процессы здесь воспроизводятся моделью плохо. Повышение модельного разрешения хотя бы до вихредопускающего уровня ($\sim 0,25^\circ$) может улучшить проецирование данных AVISO на модельную сетку и, как следствие, улучшить воспроизведение уровенной поверхности.

На рис. 4 показаны стандартные отклонения SSH в эксперименте ASSIM1 за период 2010–2014 гг. (для ASSIM2 отличия для этих отклонений незначительны по сравнению с ASSIM1). Из-за достаточно грубого модельного разрешения модельная изменчивость SSH существенно меньше наблюдаемой (см. рис. 1а) и даже ниже, чем изменчивость, полученная для одноградусного реанализа, использующего ансамблевый фильтр Калмана для усвоения уровенной поверхности (рис. 1в). Тем не менее области с большой изменчивостью SSH совпадают с основными системами течений: Куроисио, Гольфстримом, течением в Мексиканском заливе, сильными экваториальными течениями, а в Южном океане – с Восточно-Австралийским, Бразильским и Фолклендским течениями, Агульясским течением и Антарктическим циркумполярным течением. Область высокой изменчивости течения Куроисио простирается до 180° в. д., что близко к данным AVISO.

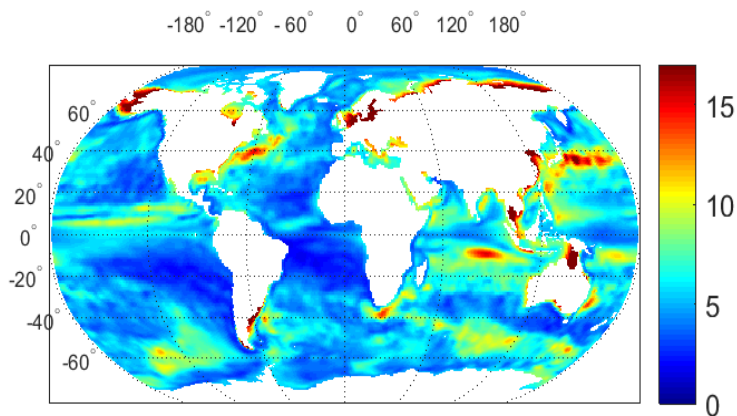


Рис. 4. Средние за период 2010–2014 гг. стандартные отклонения уровня моря (см) в эксперименте ASSIM1.

Fig 4. Standard deviations of sea level (cm) averaged for the period 2010–2014 in the ASSIM1 experiment.

Заключение

В работе выполнена оценка метода усвоения данных спутниковой альтиметрии CN96, используемого в Европейском центре среднесрочных прогнозов, для случая модели с невысоким пространственным разрешением. Метод основан на использовании взаимосвязи между уровнем океана и вертикальными смещениями профилей температуры и солёности воды. Наряду с альтиметрией усваивались также данные профилирующих буев Арго по вертикальным распределениям температуры и солёности воды, данные ТПО и данные по сплоченности морского льда.

Результаты моделирования показывают, что, действительно, применение метода CN96 улучшает воспроизведение уровневой поверхности даже на грубой расчетной сетке, не ухудшая качество модельных полей T и S . Переход с одноградусного модельного разрешения модели NEMO на четвертьградусную сетку может улучшить результат усвоения альтиметрии как для воспроизведения аномалий SSH, так и, возможно, их временной изменчивости в энергоактивных регионах. Причем при наличии компьютерных ресурсов данный переход для модели с грубого на более высокое пространственное разрешение не будет затруднительным, поскольку данный алгоритм усвоения уровня уже апробирован.

Список литературы

1. Агошков В.И., Ипатов В.М., Залесный В.Б., Пармузин Е.И., Шутяев В.П. Задачи вариационной ассимиляции данных наблюдений для моделей общей циркуляции океана и методы их решения // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46, № 6. С. 734-770.
2. Агошков В.И., Пармузин Е.И., Шутяев В.П. Ассимиляция данных наблюдений в задаче циркуляции Черного моря и анализ чувствительности ее решения // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 6. С. 643-654.
3. Вильфанд Р.М., Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Цырульников М.Д. Усвоение океанографических данных как одна из ключевых задач оперативной океанологии // Гидроакустика. 2023. № 53(1). С. 107-117.
4. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И. Мониторинг крупномасштабной структуры гидрофизических полей океана // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. М.: Триада ЛТД, 2010. С. 131-172.
5. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Оперативная океанология в Гидрометцентре России: состояние и перспективы // Труды Государственного океанографического института. Исследования океанов и морей. 2015. Вып. 216. С. 157-171.
6. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Морские наблюдательные системы как составная часть оперативной океанологии (обзор) // Метеорология и гидрология. 2018. № 12. С. 5-30.
7. Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П. Усвоение данных альтиметрии в модели динамики океана методом ансамблевой интерполяции // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54, № 1. С. 64-72.
8. Коротаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В. Методика анализа данных измерений температуры и солёности Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 2. С. 26-42.
9. Коротаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В. Восстановление трехмерных полей солёности и температуры Черного моря по данным спутниковых альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1-2. С. 199-212.
10. Коротаев Г.К. Оперативная океанография – новая ветвь современной океанологической науки // Вестник Российской академии наук. 2018. Т. 88, № 7. С. 579-588.
11. Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаев Г.К., Залесный В.Б. Информационно-вычислительные технологии – новый этап развития оперативной океанографии // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 6. С. 629-642.

12. *Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А.* Статистическая структура пространственной изменчивости термохалинных полей океана по данным профильных наблюдений системы Argo за 2005-2007 гг. // *Океанология*. 2010. Т. 50, № 2. С. 165-183.
13. *Степанов В.Н., Ю.Д. Реснянский, Б.С. Струков, Зеленько А.А.* Усвоение данных профильных измерений Argo и температуры поверхности океана моделью океанской циркуляции NEMO с использованием ансамблевого фильтра Калмана и трехмерного вариационного анализа // *Океанология*. 2025. Т. 65, № 3. С. 398-411.
14. *Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А.* Усвоение контактных и дистанционных океанографических данных моделью океанской циркуляции NEMO с использованием ансамблевого фильтра Калмана // *Метеорология и гидрология*. 2025. № 12. С. 5-17.
15. *Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А.* Релаксационный метод усвоения данных по сплоченности морского льда в модели NEMO-LIM3 с несколькими категориями ледяного покрова // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 2. С. 65-77.
16. *Танажура К.А.С., Лима Л.Н., Беляев К.П.* Усвоение аномалий уровня океана в гидродинамической модели NUCOM по данным наблюдений со спутников в Атлантике // *Океанология*. 2015. Т. 55, № 5. С. 738-750. DOI: 10.3103/S1068373920020053
17. *Цырульников М.Д., Свиренко П.И., Горин В.Е., Горбунов М.Е., Климова Е.Г.* Разработка схемы трёхмерного вариационного усвоения данных в Гидрометцентре России // 80 лет Гидрометцентру России. М.: ТРИАДА ЛГД. 2010. С. 21-35.
18. *Belyaev K., Kuleshov A., Smirnov I., Tanajura C.A.S.* Generalized Kalman Filter and Ensemble Optimal Interpolation, Their Comparison and Application to the Hybrid Coordinate Ocean Model // *Mathematics*. 2021. Vol. 9. P. 2371. <https://doi.org/10.3390/math9192371>
19. *Bloom S.C., Takacs L.L., Da Silva A.M., Ledvina D.* Data assimilation using incremental analysis updates // *Mon. Wea. Rev.* 1996. Vol. 124, no. 6. P. 1256-1271.
20. *Cooper M., Haines K.* Altimetric assimilation with water property conservation // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P. 1059-1077.
21. *Church J., White N.J.* A 20th century acceleration in global sea-level rise // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33. L01602. DOI: 10.1029/2005GL024 826
22. *Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M.* The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5 // *DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16*. April 2016. 34 p. https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf
23. *Kurapov A.L., Foley D., Strub P.T., Egbert G.D., Allen J.S.* Variational assimilation of satellite observations in a coastal ocean model off Oregon // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. C05006. DOI: 10.1029/2010JC006909
24. *Gurvan Madec and the NEMO team.* Nemo ocean engine – Version 3.6 // *Technical Report. Pole de modelisation de l'Institut PierreSimon Laplace No. 27*, 2016.
25. *Martin M.J., Balmaseda M., Bertino L. et al.* Status and future of data assimilation in operational oceanography // *Journal of Operational Oceanography*. 2015. Vol. 8, no. S1. P. s28-s48. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1022055
26. *Massart S., Pajot B., Piacentini A., Pannekoucke O.* On the Merits of Using a 3D-FGAT Assimilation Scheme with an Outer Loop for Atmospheric Situations Governed by Transport // *Mon. Wea. Rev.* 2010. Vol. 138(12). P. 4509-4522.
27. *Mogensen K., Balmaseda M.A., Weaver A.* The NEMOVAR ocean data assimilation system as implemented in the ECMWF ocean analysis for System 4 // *ECMWF Technical Memoranda No. 668*. ECMWF, 2012. 61 p.
28. *Picaut J., Tournier R.* Monitoring the 1979-1985 equatorial Pacific current transports with expendable bathythermograph data // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. P. 3263-3277.
29. *Ricci S, Weaver AT, Vialard J, Rogel P.* Incorporating temperature-salinity constraints in the background error covariance of variational ocean data assimilation // *Mon. Wea. Rev.* 2005. Vol. 133. P. 317-338.
30. *Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. C07018. DOI: 10.1029/2010JC006505
31. *Saha S., Moorthi S., Wu X., Wang J., Nadiga S. et al.* The NCEP Climate Forecast System Version 2 // *Journal of Climate*. 2014. Vol. 27, is. 6. P. 2185-2208. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>
32. *Schiller A., Brassington G.B.* Operational oceanography in the 21st century. Dordrecht: Springer, 2011. 745 p.

33. Sea Ice modelling Integrated Initiative (SI3): The NEMO sea ice engine. Scientific Notes of Climate Modelling Center, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), 2019. DOI: 10.5281/zenodo.1471689

34. She J., Allen I., Buch E., Crise A., Johannessen, J. A., Le Trao, P.-Y., Lips U., Nolan G., Pinardi N., Reifmann J. H., Siddorn J., Stanev E., Wehde H. Developing European operational oceanography for Blue Growth, climate change adaptation and mitigation, and ecosystem-based management // *Ocean Sci.* 2016. Vol. 12. P. 953-976. <https://doi.org/10.5194/os-12-953-2016>, 2016

35. Testut Charles-Emmanuel, Pierre Brasseur, Jean-Michel Brankart, Jacques Verron. Assimilation of sea-surface temperature and altimetric observations during 1992–1993 into an eddy-permitting primitive equation model of the North Atlantic Ocean // *Journal of Marine Systems.* 2003. Vol. 40–41. P. 291–316. DOI: 10.1016/S0924-7963(03)00022-8

36. Tonani M., Balmaseda M., Bertino L., Blockley E., Brassington G., Davidson F., Drillet Y., Hogan P., Kuragano T., Lee T., Mehra A., Paranathara F., Tanajura C.A.S., Wang H. Status and future of global and regional ocean prediction systems // *Journal of Operational Oceanography.* 2015. Vol. 8, no. 2. P. s201-s220. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1049892

37. Troccoli A., Haines K. Use of Temperature-Salinity relation in a data assimilation context // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 1999. Vol. 16. P. 2011–2025.

38. Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H., Bouillon S., Madec G., Maqueda M.A.M. Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation // *Ocean Modelling.* 2009. Vol. 27, is. 1–2. P. 33–53. <https://doi.org/10.1016/j.oceanmod.2008.10.005>

39. Van Leeuwen P.J. Particle filtering in geophysical systems // *Monthly Weather Rev.* 2009. Vol. 137. P. 4089–4114.

40. Van Leeuwen P.J. Efficient nonlinear data-assimilation in geophysical fluid dynamics // *Computers & Fluids.* 2011. Vol. 46. P. 52–58.

41. Vidard A., Balmaseda M., Anderson D.L.T. Assimilation of altimeter data in the ECMWF ocean analysis system // *Mon. Wea. Rev.* 2008. Vol. 137. P. 393–1408.

42. Vidard A., Balmaseda M., Anderson D. Assimilation of Altimeter Data in the ECMWF Ocean Analysis System 3 // *Monthly Weather Rev.* 2009. Vol. 137. P. 1393–1408.

43. Yu P., Steven L. Morey, James J. O'Brien. A reduced-dynamics variational approach for the assimilation of altimeter data into eddy-resolving ocean models // *Ocean Modelling.* 2009. Vol. 27. P. 215–229.

44. Zuo H., Balmaseda M.A., Boisseson E.D., Hirahara S., Chrust M., Rosnay, P.D. A generic ensemble generation scheme for data assimilation and ocean analysis // *ECMWF Technical Memorandum*, No 95. P. 1–46, <https://doi.org/10.21957/cub7mq0i4>, 2017

45. Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S., Mogensen K., Mayer M. The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment // *Ocean Sci.* 2019. Vol. 15. P. 779–808.

References

1. Agoshkov V.I., Zalesnyi V.B., Parmuzin E.I., Shutyayev V.P., Ipatova V.M. Problems of variational assimilation of observational data for ocean general circulation models and methods for their solution. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2010, vol. 46, no. 6, pp. 677–712.

2. Agoshkov V.I., Parmuzin E.I., Shutyayev V.P. observational data assimilation in the problem of Black Sea circulation and sensitivity analysis of its solution. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2013, vol. 49, no. 6, pp. 592–602.

3. Vilfand R.M., Zelenko A.A., Resnyanskii Yu.D., Strukov B.S., Tsyrlunikov M.D. Oceanographic data assimilation as one of the key tasks of operational oceanology. *Gidroakustika [Hydroacoustics]*, 2023, no. 53(1), pp. 107–117 [in Russ].

4. Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Tsyrlunikov M.D., Strukov B.S., Svirengo P.I. Monitoring of large-scale structure of hydrophysical fields in the ocean. *Sovremennye problemy dinamiki okeana i atmosfery [Modern problems of ocean and atmosphere dynamics]*, Moscow: Triada LTD Publ., 2010, pp. 131–172 [in Russ].

5. Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Strukov B.S. Operational oceanography at the Hydrometeorological Research Centre of Russia: current and near future status. *Trudy Gosudarstvennogo okeanograficheskogo instituta. Issledovaniya okeanov i morej [SOI's Proceedings]*, 2023, vol. 216, pp. 157–171 [in Russ].

6. Zelenko A.A., Resnyanskii Y.D. Marine observational systems as an integral part of operational oceanology: A review. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2018, vol. 43, no. 12, pp. 797-814. DOI: 10.3103/S1068373918120014
7. Kaurkin M.N., Ibrayev R.A., Belyaev K.P. Assimilation of the AVISO altimetry data into the ocean dynamics model with a high spatial resolution using Ensemble Optimal Interpolation (EnOI). *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2018, vol. 54, no. 1, pp. 64-72. DOI: 10.1134/S0001433818010073
8. Korotaev G.K., Lishaev P.N., Knysh V.V. technique of the black sea temperature and salinity measurement data analysis using dynamic altimetry level. *Physical Oceanography*, 2015, no. 2, pp. 24-38.
9. Korotaev G.K., Lishaev P.N., Knysh V.V. Reconstruction of three-dimensional salinity and temperature fields of the Black Sea using satellite altimetry data. *Earth Exploration from Space*, 2016, no. 1-2, pp. 199-212 [in Russ.]
10. Korotaev G.K. Operational oceanography: a new branch of modern oceanological science. *Herald of the Russian Academy of Sciences*, 2018, vol. 88, no. 4, pp. 272-280.
11. Marchuk G.I., Paton B.E., Korotaev G.K., Zalesny V.B. Data-computing technologies: a new stage in the development of operational oceanography. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2013, vol. 49, no. 6, pp. 579-591. DOI: 10.1134/S000143381306011X
12. Resnyanskii Y.D., Tsyurulnikov M.D., Strukov B.S., Zelenko A.A. Statistical structure of spatial variability of the ocean thermohaline fields from Argo profiling data, 2005-2007. *Oceanology*, 2010, vol. 50, no. 2, pp. 149-165. DOI: 10.1134/S0001437010020013
13. Stepanov V.N., Resnyanskii Yu.D., Strukov B.S., Zelenko A.A. Assimilation of Argo profile measurements and sea surface temperature data by the NEMO ocean circulation model using an ensemble Kalman filter and three-dimensional variational analysis. *Oceanology*, 2025, vol. 65, no. 3, pp. 364-375. DOI: 10.1134/S0001437025700043
14. Stepanov V.N., Resnyanskii Y.D., Strukov B.S., Zelenko A.A. Assimilation of Oceanographic and Satellite Data by the NEMO Ocean Circulation Model Using the Ensemble Kalman Filter. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2025, no. 12, pp. 1007-1015.
15. Strukov B.S., Resnyanskii Y.D., Zelenko A.A. Relaxation method for assimilation of sea ice concentration data in the NEMO-LIM3 multicategory sea ice model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2020, vol. 45, no. 2, pp. 96-104.
16. Танажюра К.А.С., Лима Л.Н., Беляев К.П. Усвоение аномалий уровня океана в гидродинамической модели HYCOM по данным наблюдений со спутников в Атлантике. *Oceanology*, 2015, vol. 55, no. 5, pp. 738. DOI: 10.1134/S0001437015050161
17. Tsyurulnikov M.D., Svirenko P.I., Gorin V.E., Gorbunov M.E., Klimova E.G. Development of a three-dimensional variational data assimilation scheme at the Hydrometeorological Center of Russia. *80 let Gidrometcentru Rossii [80 years of the Hydrometeorological Center of Russia]*. Moscow: Triada ltd publ., 2010, pp. 21-35 [in Russ.].
18. Belyaev K., Kuleshov A., Smirnov I., Tanajura C.A.S. Generalized Kalman Filter and Ensemble Optimal Interpolation, Their Comparison and Application to the Hybrid Coordinate Ocean Model. *Mathematics*, 2021, vol. 9, pp. 2371. <https://doi.org/10.3390/math9192371>
19. Bloom S.C., Takacs L.L., Da Silva A.M., Ledvina D. Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, 1996, vol. 124, no. 6, pp. 1256-1271.
20. Cooper M., Haines K. Altimetric assimilation with water property conservation. *J. Geophys. Res.*, 1996, vol. 101, pp. 1059-1077.
21. Church J., White N.J. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 2006, vol. 33, L01602. DOI: 10.1029/2005GL024 826
22. Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. *DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16*, April 2016, 34 p. https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf
23. Kurapov A.L., Foley D., Strub P.T., Egbert G.D., Allen J.S. Variational assimilation of satellite observations in a coastal ocean model off Oregon. *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, C05006. DOI: 10.1029/2010JC006909
24. Gurvan Madec and the NEMO team. Nemo ocean engine – Version 3.6. *Technical Report*. Pole de modelisation de l'Institut PierreSimon Laplace No. 27, 2016.
25. Martin M.J., Balmaseda M., Bertino L. et al. Status and future of data assimilation in operational oceanography. *Journal of Operational Oceanography*, 2015, vol. 8, no. S1, pp. s28-s48. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1022055
26. Massart S., Pajot B., Piantoni A., Pannekoucke O. On the Merits of Using a 3D-FGAT Assimilation Scheme with an Outer Loop for Atmospheric Situations Governed by Transport. *Mon. Wea. Rev.*, 2010, vol. 138(12), pp. 4509-4522.

27. *Mogensen K., Balmaseda M.A., Weaver A.* The NEMOVAR ocean data assimilation system as implemented in the ECMWF ocean analysis for System 4. *ECMWF Technical Memoranda No. 668*, ECMWF, 2012, 61 p.
28. *Picaut J., Tournier R.* Monitoring the 1979-1985 equatorial Pacific current transports with expendable bathythermograph data. *J. Geophys. Res.*, 1991, vol. 96, pp. 3263-3277.
29. *Ricci S., Weaver AT, Vialard J, Rogel P.* Incorporating temperature-salinity constraints in the background error covariance of variational ocean data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, 2005, vol. 133, pp. 317-338.
30. *Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements. *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, C07018. DOI: 10.1029/2010JC006505
31. *Saha S., Moorthi S., Wu X., Wang J., Nadiga S. et al.* The NCEP Climate Forecast System Version 2. *Journal of Climate*, 2014, vol. 27, is. 6, pp. 2185-2208. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>
32. *Schiller A., Brassington G.B.* Operational oceanography in the 21st century. Dordrecht: Springer, 2011, 745 p.
33. Sea Ice modelling Integrated Initiative (SI3): The NEMO sea ice engine. Scientific Notes of Climate Modelling Center, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), 2019. DOI: 10.5281/zenodo.1471689
34. *She J., Allen I., Buch E., Crise A., Johannessen, J. A., Le Trao, P.-Y., Lips U., Nolan G., Pinardi N., Reißmann J. H., Siddorn J., Stanev E., Wehde H.* Developing European operational oceanography for Blue Growth, climate change adaptation and mitigation, and ecosystem-based management. *Ocean Sci.*, 2016, vol. 12, pp. 953-976. <https://doi.org/10.5194/os-12-953-2016>, 2016
35. *Testut Charles-Emmanuel, Pierre Brasseur, Jean-Michel Brankart, Jacques Verron.* Assimilation of sea-surface temperature and altimetric observations during 1992–1993 into an eddy-permitting primitive equation model of the North Atlantic Ocean. *Journal of Marine Systems*, 2003, vol. 40-41, pp. 291-316. DOI: 10.1016/S0924-7963(03)00022-8
36. *Tonani M., Balmaseda M., Bertino L., Blockley E., Brassington G., Davidson F., Drillet Y., Hogan P., Kuraçano T., Lee T., Mehra A., Paranathara F., Tanajura C.A.S., Wang H.* Status and future of global and regional ocean prediction systems. *Journal of Operational Oceanography*, 2015, vol. 8, no. 2, pp. s201-s220. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1049892
37. *Troccoli A., Haines K.* Use of Temperature-Salinity relation in a data assimilation context. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1999, vol. 16, pp. 2011-2025.
38. *Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H., Bouillon S., Madec G., Maqueda M.A.M.* Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation. *Ocean Modelling*, 2009, vol. 27, is. 1–2, pp. 33-53. <https://doi.org/10.1016/j.oce-mod.2008.10.005>
39. *Van Leeuwen P.J.* Particle filtering in geophysical systems. *Monthly Weather Rev.*, 2009, vol. 137, pp. 4089-4114.
40. *Van Leeuwen P.J.* Efficient nonlinear data-assimilation in geophysical fluid dynamics. *Computers & Fluids*, 2011, vol. 46, pp. 52-58.
41. *Vidard A., Balmaseda M., Anderson D.L.T.* Assimilation of altimeter data in the ECMWF ocean analysis system // *Mon. Wea. Rev.* 2008. Vol. 137. P. 393-1408.
42. *Vidard A., Balmaseda M., Anderson D.* Assimilation of Altimeter Data in the ECMWF Ocean Analysis System 3. *Monthly Weather Rev.*, 2009, vol. 137, pp. 1393-1408.
43. *Yu P., Steven L. Morey, James J. O'Brien.* A reduced-dynamics variational approach for the assimilation of altimeter data into eddy-resolving ocean models. *Ocean Modelling*, 2009, vol. 27, pp. 215-229.
44. *Zuo H., Balmaseda M.A., Boisseson E.D., Hirahara S., Chrust M., Rosnay, P.D.* A generic ensemble generation scheme for data assimilation and ocean analysis. *ECMWF Technical Memorandum No 95*, pp. 1-46. <https://doi.org/10.21957/cub7mq0i4>, 2017.
45. *Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S., Mogensen K., Mayer M.* The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment. *Ocean Sci.*, 2019, vol. 15, pp. 779-808.