

УДК 551.46

© *Е. В. Семенов*^{1,3}, *Е. В. Мортиков*^{2,3}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

²Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

³Институт проблем безопасного развития атомной энергетики РАН, г. Москва

oceanmod@yandex.ru, evgeny.mortikov@gmail.com

ВОССТАНОВЛЕНИЕ БАРОТРОПНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ГИДРОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ ТЕЧЕНИЙ В ПРИДОННОМ СЛОЕ ДЛЯ ЗАДАЧ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОЛОГИИ

Статья поступила в редакцию 24.11.2018, после доработки 01.07.2019

Прогнозирование состояния морской среды в рамках оперативной океанологии на основе численных моделей, использующих приближение гидростатики, требует восстановления полного гидростатического давления по имеющимся измерениям. При условии, что отклонения уровня моря, связанные с неоднородностью поля плотности, могут быть получены при усвоении данных глубоководных термохалинных измерений, остается необходимость нахождения баротропной компоненты давления. Последняя задача может быть решена, в частности, с помощью спутниковых измерений альтиметрии. Однако такие данные могут содержать как значимые погрешности, в особенности для Арктических морей и прибрежных районов, так и быть недоступны. В настоящей работе рассматривается возможность восстановления баротропной составляющей гидростатического давления, связанной с придонным давлением, по данным измерений скоростей течений. Показано, что в рамках приближения гидростатики придонное давление может быть приближенно восстановлено на основе измерений скорости течений в придонном слое. В численных экспериментах рассматривалась задача о воспроизведении структуры течений при ветровом нагоне для баротропного океана при невозмущенном начальном уровне. Проведенные расчеты подтверждают возможность восстановления баротропной составляющей гидростатического давления с приемлемой для задач оперативной океанологии точностью.

Ключевые слова: оперативная океанология, приближение гидростатики, баротропная составляющая давления.

E. V. Semenov^{1,3}, *E. V. Mortikov*^{2,3}

¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²M.V. Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center, Moscow, Russia

³Nuclear Safety Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

THE RECONSTRUCTION OF THE BAROTROPIC COMPONENT OF HYDROSTATIC PRESSURE IN OPERATIONAL OCEANOLOGY USING MEASUREMENTS IN THE NEAR-BOTTOM LAYER

Received 24.11.2018, in final form 01.07.2019

Sea state forecast in operational oceanology is based on numerical models, which in most cases employ hydrostatic approximation, and therefore require the reconstruction of full hydrostatic pressure by using available measurement data. The sea level dynamics associated with density field heterogeneity may be taken into account by assimilation of thermohaline measurements, which leaves only the problem of estimating the barotropic pressure component. In particular, the barotropic part of pressure may be obtained by using satellite altimetry data. However, such data may contain large errors, especially for Arctic region or marginal seas, or bluntly may be unavailable. We discuss the problem of the reconstruction of the barotropic component of the hydrostatic pressure based on velocity measurements. It is shown that if the hydrostatic approximation is used, then the near bottom surface pressure may be estimated using the

Ссылка для цитирования: *Семенов Е.В., Мортиков Е.В.* Восстановление баротропной составляющей гидростатического давления по измерениям течений в придонном слое для задач оперативной океанологии // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2019. Т. 12, № 4. С. 42–48.

For citation: *Semenov E.V., Mortikov E.V.* The reconstruction of the barotropic component of hydrostatic pressure in operational oceanology using measurements in the near-bottom layer. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2019, 12, 4, 42–48.

DOI: 10.7868/S2073667319040051

measurements of velocity near the ocean bed. Numerical simulations of wind driven barotropic ocean were performed. Calculations confirm that the reconstruction of barotropic component of hydrostatic pressure may be performed with sufficient accuracy for operational oceanology.

Key words: operational oceanology, hydrostatic approximation, barotropic component of pressure.

1. Введение

Одна из основных задач наблюдательной сети в оперативной океанологии состоит в выполнении натуральных измерений параметров морской среды, достаточных для расчета гидростатического давления с требуемой точностью. Знание гидростатического давления в сочетании с информацией об атмосферном форсинге, получаемых в режиме реального времени, позволяет приближенно рассчитывать основные параметры морской среды, используя вычислительные технологии оперативной океанологии. Рассматриваемая в работе задача связана с расчетом баротропной составляющей гидростатического давления. Вообще говоря, задача ассимиляции измерений скорости течений в оперативной океанологии рассматривается часто, но, как правило, для прямой коррекции поля течений, поскольку спутниковые данные по альтиметрии, например, в рамках проекта Коперникус обеспечивают с необходимой точностью восстановление полной баротропной компоненты движения. Однако данные Коперникуса не закрывают проблему полностью, во-первых, например, в Арктике или вблизи побережий и в мелководных районах моря данные альтиметрии содержат существенные ошибки. Во-вторых, имеются потребители, которые по определению не могут использовать данные программы Коперникус. Понимание сложности указанной задачи приводит к поискам доступной альтернативы данным Коперникус. Добавим, что отклонения уровня моря, определяемые аномалиями плотности, приближенно находятся из данных глубоководных термохалинных измерений [1, 2], при этом остается часть баротропной компоненты, связанная при гидростатическом приближении с придонным давлением. Именно о восстановлении этой части баротропной компоненты движения идет речь в данной работе.

Определим, что в рассматриваемой постановке задачи подразумевается под баротропной составляющей, поскольку таких определений можно ввести много. Несмотря на очевидность для специалистов и простоту нижеследующих соотношений, практика показала, что приведение указанных ниже соотношений полезно для понимания результатов работы. Обратимся к соотношению гидростатики и выполним необходимые преобразования:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \rho' g, \quad (1)$$

где $p \equiv p(x, y, z, t)$ – гидростатическое давление; $\rho' \equiv \rho'(x, y, z, t)$ – аномалия поля плотности; g – ускорение свободного падения. Проинтегрируем уравнение (1) от возвышения уровня океана $-\zeta$ (вертикальная ось направлена вниз) до произвольного уровня z при граничном условии: $p = p_a$ при $z = -\zeta$, где p_a – атмосферное давление. Тогда получим:

$$p(x, y, z, t) = p_a - g \int_z^{-\zeta} \rho' d\xi, \quad (2)$$

Преобразуем интеграл в правой части (2) к виду:

$$p(x, y, z, t) = p_a + \rho_0 g \zeta - g \int_z^0 \rho' d\xi. \quad (3)$$

Учет атмосферного давления вводят, рассматривая так называемый «приведенный уровень» и объединяя первые два слагаемых в правой части (3). Заметим, что измеряется именно приведенный уровень, учитывающий атмосферное давление непосредственно. Далее для приведенного уровня сохраним введенные обозначения:

$$p(x, y, z, t) = \rho_0 g \zeta - g \int_z^0 \rho' d\xi. \quad (4)$$

Уравнение (5) позволяет выразить давление на дне, полагая $z = H$, где H – глубина океана:

$$p(x, y, H, t) = \rho_0 g \zeta - g \int_H^0 \rho' d\xi. \quad (5)$$

Подставляя выражение для приведенного уровня из (5) в (4) получим:

$$p(x, y, z, t) = p(x, y, H, t) - g \int_H^z \rho' d\xi. \quad (6)$$

Из (6) следует, что гидростатическое давление на любом уровне выражается через давление на дне и некоторый интеграл по вертикали от аномалии плотности. При этом уровень моря может быть представлен как сумма давления на дне $p(x, y, H, t)$ и интеграла от аномалии плотности в пределах от $z = 0$ до $z = H$ (см. (5)). Поскольку при расчете давления данный интеграл может быть оценен с помощью глубоководных термохалинных измерений, то решением краевой задачи для гидростатического давления, на самом деле, всегда находится лишь $p(x, y, H, t)$. По существу, именно придонное давление и является физически обоснованной баротропной составляющей при гидростатическом приближении, которая может быть названа физической баротропной компонентой.

Отсюда следует важный для данной работы вывод, что спутниковую альтиметрию в задачах оперативной океанологии в рамках гидростатического приближения можно заменить на расчеты придонного давления, например, измеряя скорость течений в придонном слое и решая затем краевую задачу для придонного давления. Предлагаемый комплекс измерений включает и измерения вертикальных профилей температуры и солёности, что позволяет рассчитывать полное гидростатическое давление. Естественно, что такой подход позволяет провести расчет лишь с некоторым приближением в связи с неизбежной пространственной дискретностью измерительной сети в конкретной акватории. Поскольку придонное давление находится из решения системы уравнений мелкой воды, важным моментом является корректное задание краевых условий [3].

Рассмотрим задачу восстановления уровенной поверхности при ветровом нагоне при невозмущенном начальном уровне. В общем случае предполагается, что начальные условия, например для прилива, известны.

Необходимо пояснить, что в постановке задачи понимается под скоростями течения в придонном слое. В зависимости от задачи можно выделить следующие придонные слои: вязкий молекулярный слой толщины h_v , экмановский пограничный слой h_e , пограничный слой для стратифицированной жидкости h_{MO} , который может быть определен масштабом Монины—Обухова. Толщину указанных слоев оценим как:

$$h_v \sim \nu / u_\tau, \quad (7)$$

$$h_e \sim (K_m / f)^{1/2}, \quad (8)$$

$$h_{MO} \sim (u_\tau^2 / N^2)^{1/2}, \quad (9)$$

где ν – кинематическая вязкость, u_τ – скорость трения, K_m – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, f – параметр Кориолиса, N – частота Вьяйсяля—Брента. Отметим, что такая классификация не является полной и позволяет лишь выделить характерные масштабы, на которых существенно влияние вязких механизмов, сил вращения и плавучести. Здесь указанные оценки приведены для того, чтобы обратить внимание на необходимость априорного анализа гидрологии рассматриваемого района для оценки толщины логарифмического слоя, которая будет зависеть от структуры течений и стратификации вод у дна.

Предлагается измерять скорость придонного течения на верхней границе асимптотического логарифмического слоя, где можно ожидать локального равновесия генерации турбулентной энергии и ее диссипации, а ниже которого влияние вязкости на динамику турбулентных процессов может быть значимым [4]. Для рассматриваемой задачи при характерной устойчивой стратификации толщина логарифмического слоя h_L удовлетворяет условиям:

$$h_v \ll h_L < h_{MO} < h_e. \quad (10)$$

Для практических приложений можно использовать анализ измеренных скоростей течений по вертикали, т.е. можно принять за толщину логарифмического слоя разность между глубиной места и последним горизонтом вблизи дна, на котором сохраняется направление течения. Понятно, что для этого потребуется хорошее пространственное разрешение измерений скорости по вертикали. Фактически и надо использовать для расчетов измерения на указанном уровне. Данный анализ выполнить несложно.

В численной модели, содержащей блок расчета системы уравнений мелкой воды, граничные условия вблизи дна записываются в приближении логарифмического слоя трения [5].

2. Численные эксперименты

Рассматривается следующая физическая постановка задачи: исследуется ветровой нагон в баротропном океане, действующий в течение 3 часов от состояния покоя. Район исследования представляет собой область Баренцева моря в районе полуострова Рыбачий. Отметим, что пространственное разрешение по горизонтали в численной модели составляет около 300 м. Подробное описание численной модели и детали реализации приведены в работах [2, 5, 6].

Ветер северо-западного направления с компонентами напряжения трения равными 2 дн/см^2 действовал в течение 3 часов. За указанное время на поверхности наблюдается формирование экмановского ветрового течения со скоростями 20—25 см/с (рис. 1). На рис. 2 приведено поле уровня моря, индуцированное ветром.

Из численного решения рассматриваемой задачи на момент окончания расчеты были выбраны придонные скорости на верхней границе логарифмического слоя во всех расчетных точках. Поле придонных течений (рис. 3) показано для того же небольшого района, что и на рис. 1. Очевидно, что наблюдаемые поля ветровых течений на поверхности и придонных скоростей существенно различны. На основе поля придонных скоростей (рис. 3) необходимо, решая обратную задачу, получить поле аномалий уровня, приведенное на рис. 2.

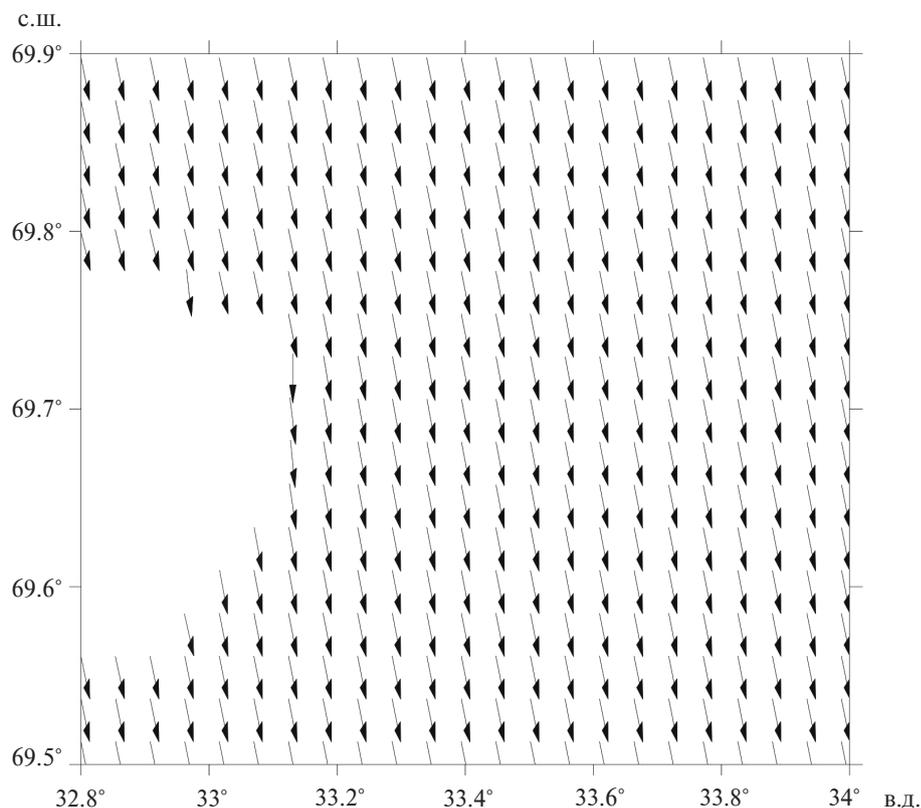


Рис. 1. Ветровые скорости на поверхности после 3 часов действия ветра. Модуль скорости течения составляет 20—25 см/с. Приведена подобласть района моделирования и только часть расчетных точек.

Fig. 1. Wind induced near surface current velocities after 3 hours of wind forcing. The current velocity module is 20—25 cm/s. Only a subregion of the modeling domain and only a part of grid points are shown.

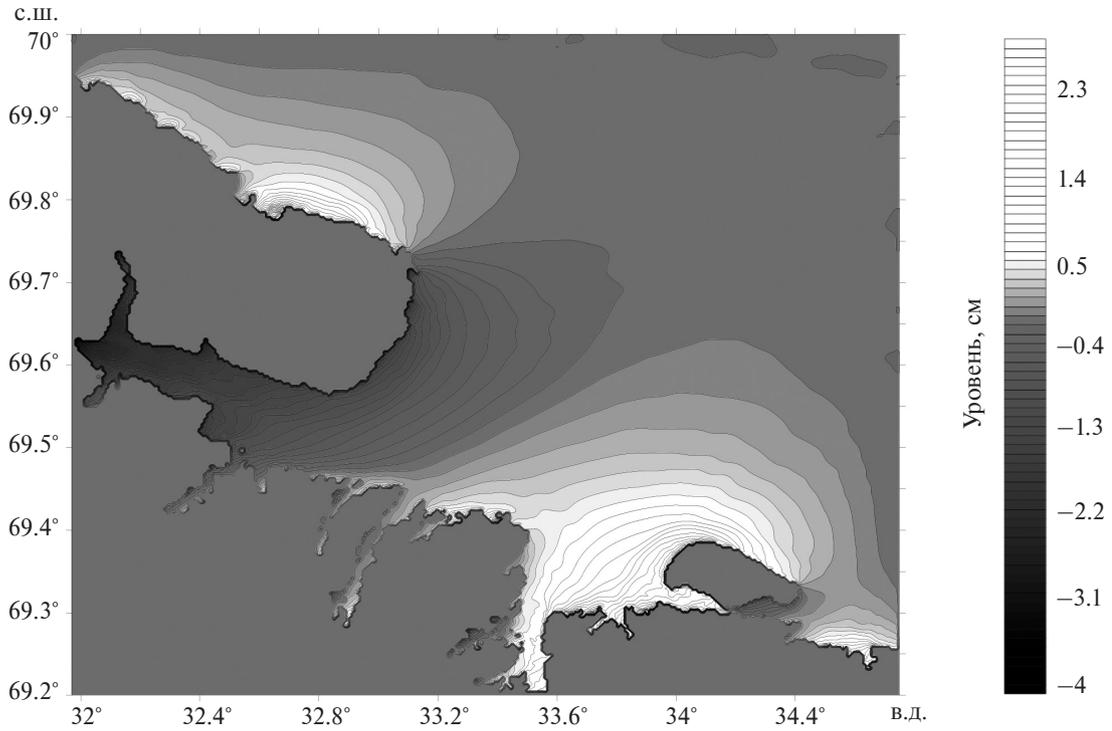


Рис. 2. Ветровой нагон (светлые области) и ветровой сгон (темные области) в районе полуострова Рыбачий в течение 3 часов действия ветра.

Fig. 2. Wind surge (high levels are depicted as light areas and low levels as dark areas) in the vicinity of Rybachii Peninsula after 3 hours of wind forcing. Sea level scale (in cm) is shown on the right of the plot.

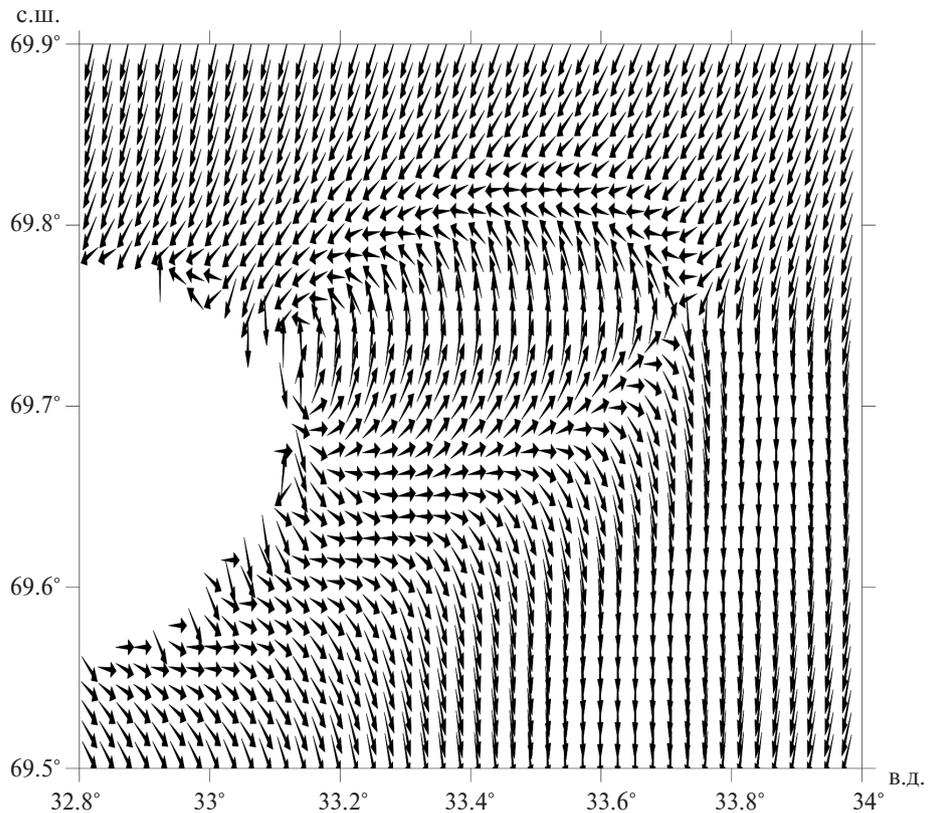


Рис. 3. Поле придонных течений к востоку от полуострова Рыбачий на верхней границе логарифмического слоя трения. Приведена часть векторов течения. Максимальный модуль скорости течения до 4 см/с.

Fig. 3. Near-bottom current velocities to the east of Rybachii Peninsula on the upper boundary of logarithmic friction layer. Only a part of vectors is shown. Maximum module of current velocity is 4 cm/s.

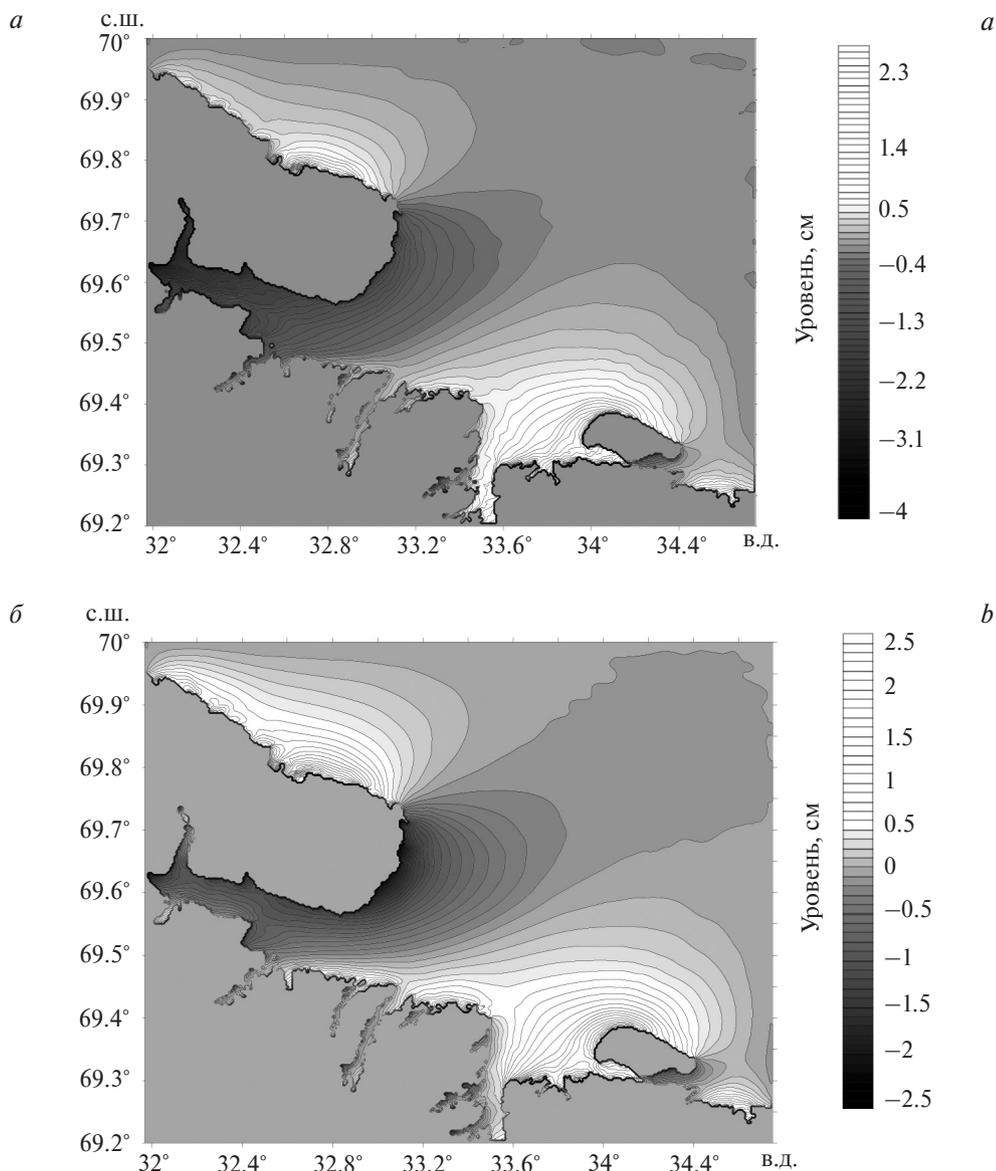


Рис. 4. Поле уровня для прямой (а) и для обратной задачи (б).

Темный цвет – понижение уровня, светлый – повышение. Интервал изолиний на обоих рисунках составляет 0.1 см.

Fig. 4. Sea level for direct (a) and inverse (b) problems. The scales on the right of the plots are in cm. Dark color corresponds to low levels, light color – high levels. Isoline interval on both plots is the same and equal to 0.1 cm.

Поля уровня прямой задачи и обратной задачи, решение которой получено уже только на основе придонных скоростей течения приведены на рис. 4. Коэффициент корреляции между указанными полями составляет $r_{xy} = 0.89$, среднеквадратичное отклонение между решениями $RMSD = 0.31$ см, среднеквадратичное отклонение градиента уровня по широте $\Delta_x = 0.015$ см, по долготу $\Delta_y = 0.022$ см, при этом максимальные ошибки восстановленного градиента по широте составляет 0.22 см, по долготу 0.37 см и находятся в кутовой части Мотовского залива.

Сравнение полей уровня для прямой и обратной задачи вместе с приведенными оценками позволяют сделать вывод о том, что на основе измерений придонных скоростей, так как это определено в настоящей работе, может быть с приемлемой точностью восстановлена баротропная составляющая гидростатического давления.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 18-11-00163 «Разработка иерархии математических моделей нового поколения для решения задач вычислительной океанологии на основе гиперболической декомпозиции и балансно-характеристического подхода».

Литература

1. Семёнов Е.В., Мортиков Е.В. Методы обработки глубоководных термохалинных измерений // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2011. Т. 4, № 2. С. 45–57.
2. Семенов Е.В., Мортиков Е.В. Задачи оперативного усвоения данных для окраинных морей // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т. 48, № 1. С. 86–99.
3. Вольцингер Н.Е., Пясковский Р.В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1968. 300 с.
4. Burchard H. Applied turbulence modelling in marine waters. Berlin: Springer-Verlag, 2002. 215 p.
5. Семенов Е.В. Численное моделирование динамики Белого моря и проблема мониторинга // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2004. Т. 40, № 1. С. 128–141.
6. Семенов Е.В., Лунева М.В. Численная модель приливной и термохалинной циркуляции вод Белого моря // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 1995. Т. 32, № 5. С. 704–713.

References

1. Semenov E.V., Mortikov E.V. Methods for processing of deep-water thermohaline measurements. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2011, 4, 2, 45–57 (in Russian).
2. Semenov E.V., Mortikov E.V. Problems of operational data assimilation for marginal seas. *Izv., Atmospheric and Oceanic Physics*. 2012, 48, 1, 74–85.
3. Voltsinger N.E., Pyaskovsky R.V. Fundamental oceanographic problems of the shallow water theory. *Leningrad, Gidrometeoizdat*, 1968. 300 p. (in Russian).
4. Burchard H. Applied turbulence modelling in marine waters. *Berlin, Springer-Verlag*, 2002. 215 p.
5. Semenov E.V. Numerical modeling of White Sea dynamics and monitoring problem. *Izv. Akad. Nauk, Fiz. Atmos. Okeana*. 2004, 40, 1, 128–141 (in Russian).
6. Semenov E.V., Luneva M.V. A numerical model of tidal and thermohaline circulation of the water of the White Sea. *Izv. Akad. Nauk, Fiz. Atmos. Okeana*. 1995, 32, 5, 704–713 (in Russian).