

УДК 551.465

© Е.В.Софьина^{1,2}, Р.Е.Ванкевич¹, Т.Р.Еремина¹, А.В.Исаев, 2013

¹Российский государственный гидрометеорологический университет» Санкт-Петербург

²Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН

sofjina_k@mail.ru

АДАПТАЦИЯ СХЕМЫ ТРЕХМЕРНОЙ ВАРИАЦИОННОЙ АССИМИЛЯЦИИ ДАННЫХ ПО ТЕМПЕРАТУРЕ И СОЛЕННОСТИ ВОДЫ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ОПЕРАТИВНОЙ СИСТЕМЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА GULFOOS

В тестовом режиме в оперативную систему Финского залива GULFOOS встроен модуль трехмерной ассимиляции данных по температуре и солёности воды. Для этого была адаптирована трехмерная вариационная ассимиляционная схема (3D-VAR). Тестирование адаптированной системы проводилось с использованием данных зондирования по температуре и солёности, полученных во время летней океанографической съемки в 2011 г. в восточной части Финского залива. Выполнена оценка качества ассимилированных гидрофизических полей на независимых данных.

Ключевые слова: трехмерная вариационная ассимиляция данных, моделирование, оперативная океанография, Финский залив.

В последние десятилетия возрос интерес к задаче ассимиляции («усвоения») данных наблюдений при численном моделировании океана. Связано это в первую очередь с развитием компьютерных сетей и суперкомпьютеров, появлением больших массивов наблюдаемой информации: данные спутниковых наблюдений и автоматических буев, а также с возможностью передачи данных в режиме, близком к реальному времени. Процедура «ассимиляции» в современной океанологии привлекается для улучшения прогностических качеств численной модели путем постоянно возобновляемых прогнозов, основанных на разнице между предыдущими прогнозами и недавно полученными данными, а также используется для ре-анализа – воссоздания трехмерного состояния объекта исследования, наиболее приближенного к реальному.

Особую значимость процедура ассимиляции приобретает при моделировании гидротермодинамики Финского залива, который является достаточно сложным объектом с точки зрения численного моделирования. Пространственная неоднородность гидрофизических полей, обусловленная стоком Невы и возникающими придонными градиентными течениями, мелководье и сложный рельеф дна, сгонно-нагонные явления – все это приводит к большой чувствительности решения к заданию начальных условий. Следует также отметить, что натурных данных о термохалинной структуре недостаточно. В настоящее время гидрологическая съемка с большим пространственным разрешением в восточной части Финского залива проводится только один раз в год – в летний период.

В этой связи совместное использование математической модели и данных наблюдений по существу повышает информативность последних. Действительно, сами по себе данные измерений имеют совершенно конкретную область значимости, так как характеризуют функции состояния в том месте и в то время, когда и где производятся наблюдения. При их использовании совместно с моделями процессов в режиме прямого и обратного моделирования информативность наблюдений значительно возрастает, поскольку с помощью моделей становятся «видимыми» масштабы пространственно-временных областей «влияния» наблюдений для решения обратных задач.

Итак, целью работы была адаптация методов ассимиляции данных наблюдений по температуре и солёности воды в оперативную систему Финского залива GULFOOS.

Описание оперативной системы GULFOOS и используемых натуральных данных. Оперативная система GULFOOS (the GULf of Finland Operational Oceanographic System) [1] предназначена для прогноза гидродинамических характеристик Финского залива. Результаты прогноза доступны в режиме online [2].

Гидродинамический модуль системы представлен гидротермодинамической моделью GOFM (the Gulf Of Finland Model), которая основана на полных уравнениях гидротермодинамики в приближениях Буссинеска и гидростатики, включающих уравнение состояния морской воды Миллера и Кремлинга [3]. Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии считаются неизвестными и определяются в рамках $(b-l)$ схемы турбулентного замыкания. Модуль также включает в себя описание динамики и термодинамики снежно-ледяного покрова и позволяет прогнозировать изменения скорости дрейфа льда, его толщины и сплоченности. Модель интегрируется на сферической сетке для всего Финского залива с шагом по горизонтали $1'$ по широте и $2'$ по долготе; по вертикали используется z -координата, вертикальное разрешение составляет 1 м, шаг по времени равен 15 мин.

Граничные условия на открытой границе, проходящей по меридиану $23^{\circ}30'$ в.д., определяются уровнем, значениями температуры и солёности, заимствованными из оперативной гидродинамической модели Балтийского моря HIROMB [4]. Атмосферный форсинг задается из региональной атмосферной модели HIRLAM [5].

В качестве натуральных данных (вертикальные профили температуры и солёности) для задачи «усвоения» были использованы данные гидрологической съемки, выполненной в рамках экспедиционных исследований Российского государственного гидрометеорологического университета в российском секторе восточной части Финского залива в период с 25 по 28 июля 2011 г. на катамаране CENTAURUSII. Гидрофизические характеристики измерялись с использованием СТД зонда SBE 19plus V2. Схема станций (всего 38) представлена на рис.1. Погодные условия в период проведения работ определялись слабоградиентным полем высокого давления с меридиональным направлением изобар. В районе проведения работ преобладала слабоветренная малооблачная погода: ветер переменных направлений 2–5 м/с, волнение моря 0–1 балл, облачность 0–4 балла с преобладанием кучевых форм. Температура воздуха имела выраженный суточный ход. Дневные значения температуры составляли 24–26, а ночные – 20–21°C.

Будем считать океанографическую съемку квазиодномоментной, исходя из следующих предположений: во-первых, измерения проводились в течение одного синоптического периода, что следует из наблюдавшихся погодных условий; во-вторых, горизонтальная изменчивость гидрофизических полей на полигоне значительно превосходит временную изменчивость в течение периода съемки [6]. Это позволит нам произвести процедуру ассимиляции одновременно для всех имеющихся данных наблюдений.

В качестве модельных результатов использовались гидрофизические поля, полученные из оперативного счета системы GULFOOS. Процедура ассимиляции данных, полученных с 25 по 28 июля 2011 г., была произведена один раз для уточнения среднесуточного модельного поля на 28 июля 2011 г.

Всего выполнено усвоение 31 профиля температуры и солёности, данные семи оставшихся станций (см. рис.1) не использовались при ассимиляции, а были оставлены как независимые данные для последующей верификации гидродинамической модели GOFM, включающей ассимиляционную процедуру.

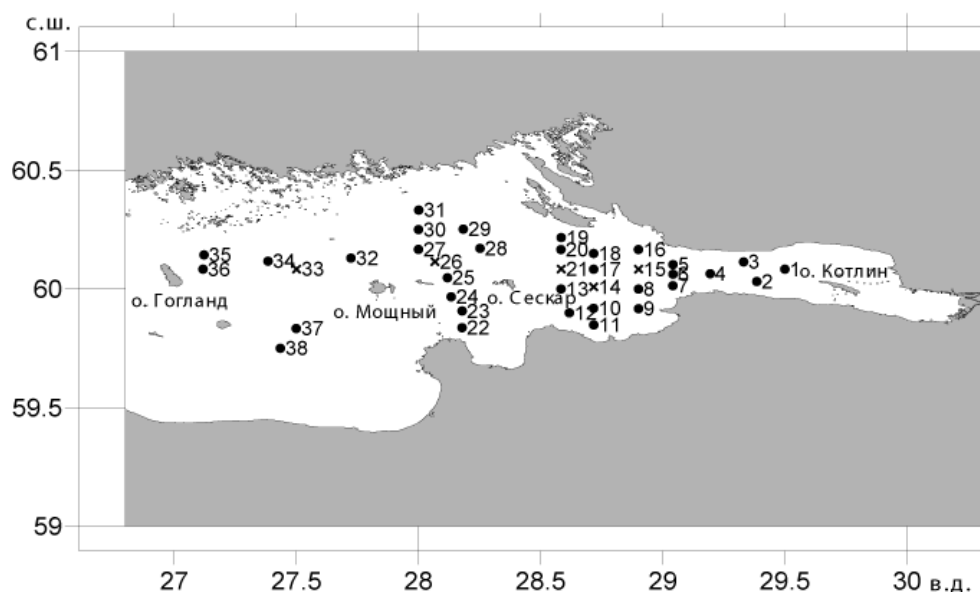


Рис.1. Схема станций океанографической съемки в восточной части Финского залива.
Точки – «зависимые» данные, крестики – «независимые» данные.

Ассимиляционная схема. Существующие на сегодняшний день методы ассимиляции достаточно разнообразны, наиболее перспективными применительно к океанологии можно отнести следующие: метод оптимальной интерполяции [7], различные виды фильтра Калмана [8–13], а также вариационные методы 3DVAR (Three Dimensional Variational) [14, 15] и 4DVAR (Fourth Dimensional Variational) [16–18].

Применительно к интересующему нас объекту, а именно к Финскому заливу и Балтийскому морю в оперативной модели Балтийского моря HIROMB Шведского метеорологического и гидрологического института (SMHI), вполне успешно используется метод оптимальной интерполяции для усвоения спутниковой поверхностной температуры и вертикальных профилей температуры и солености, полученных зондированием с судна и буйковых станций. Принципиальным моментом при использовании оптимальной интерполяции является задание радиуса корреляции – расстояние, в пределах которого распространяется влияние измеренной характеристики. Было установлено, что горизонтальный масштаб предположительно лежит в диапазоне 20–50 км, для некоторых районов может достигать 100 км. Кроме того, учитывались прибрежные эффекты, в этом случае радиус корреляции зависит от расстояния до берега [19, 20].

В Датском метеорологическом институте (DMI) в тестовом режиме производится трехмерная ассимиляция результатов температуры и солености в оперативную модель Северного/Балтийского моря DMI-BSHcmод [21]. В качестве результатов наблюдений использовались профили зондирования температуры и солености, данные буйковых станций, а также измерений, выполненных по ходу судна (ferry boxes) [22]. Данные усваивались с помощью трехмерной вариационной ассимиляционной схемы 3DVAR в постановке Dobricic (2008) [23].

При задании ковариационной матрицы ошибок наблюдений R предполагалось, что последние некоррелируемы в пространстве; таким образом, R вырождается в диагональную матрицу, что позволяет задать ее постоянной величиной для каждого типа наблюдений. В первом приближении R принималось равным стандартному отклонению данных наблюдений температуры и солености, а именно 0.5°C и 0.5‰ соответственно. Авторы отмечают, что это лишь первая попытка, и в будущем требуется задавать более реалистичные значения ковариационной матрицы ошибок наблюдений. Однако даже

при таком задании $\mathbf{R}$ полученные результаты вполне оптимистичны, среднеквадратическая ошибка модельных значений температуры и солености уменьшилась после привлечения ассимиляционной процедуры на 0.1°C и 0.2% соответственно [22].

В настоящей работе для ассимиляции данных наблюдений также адаптированы методы, основанные на вариационном подходе из пакета 3DVAR [23]. Система 3DVAR предоставлена Институтом геофизики и вулканологии (Италия) в рамках выполнения работ по международному проекту 6-й рамочной программы ЕС.

Известно, что вариационный метод решения задачи ассимиляции заключается в поиске минимума некоторого функционала, описывающего «близость» модельного решения и данных измерений в некоторой заданной метрике. Для организации процедуры минимизации функционала используется следующая квадратичная целевая функция [24]:

$$J = \frac{1}{2} \delta x^T \mathbf{B}^{-1} \delta x + \frac{1}{2} (\mathbf{H} \delta x - d)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \delta x - d), \quad (1)$$

где $\delta x = x - x_b$ – вектор приращений, определяемый как разность между искомым вектором состояния x и «фоновым» вектором состояния x_b , являющимся результатом предварительного прогноза без процедуры ассимиляции; $\mathbf{B}$ – матрица ковариаций фоновой ошибки; $\mathbf{H}$ – линейризованный оператор наблюдений, представляющий собой процедуру линейной интерполяции результатов моделирования в точки наблюдений; $d = y - \mathbf{H}(x_b)$ – расхождение между данными наблюдений (y) и результатами предварительного прогноза (x_b); $\mathbf{R}$ – матрица ковариаций ошибок наблюдения; $\mathbf{T}$ – транспонирование. В нашем случае вектор состояния модели содержит в матричной форме результаты модельного расчета уровня, температуры и солености моря:

$$x = [\zeta, T, S]^T, \quad (2)$$

где ζ – двумерное поле уровня моря, T , S – трехмерные поля температуры, солености соответственно. Стоит пояснить, что ассимиляция данных только по температуре и солености воды будет приводить к переопределению всего вектора состояния, т.е. также поля уровня, и в конечном счете приведет к переопределению скоростей течений. Процедура минимизации целевой функции (1) позволит определить искомым вектор приращений. Для нахождения минимума целевой функции необходимо определить ее градиент:

$$\nabla J(\delta x) = \mathbf{B}^{-1} \delta x + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \delta x - d). \quad (3)$$

Итерационный процесс переопределения вектора приращений δx продолжается до тех пор, пока градиент целевой функции не станет равен нулю в пределах какой-то наперед заданной точности, что будет соответствовать нахождению экстремума целевой функции (ее минимума). Результатом процедуры ассимиляции является состояние динамической системы (анализ x_a), которое наиболее приближенно к реальному, если исходить из имеющихся данных наблюдений и предварительного модельного прогноза.

Решение поставленной задачи в виде (1)–(3) в принципе не реализуемо на современных ЭВМ. Связано это с необходимостью обращения матрицы ковариации фоновой ошибки $\mathbf{B}$, поэтому ее представляют в следующем виде:

$$\mathbf{B} = \mathbf{V} \mathbf{V}^T,$$

при этом целевая функция определяется с использованием нового управляющего вектора состояния $\mathbf{v}$, который получается с помощью трансформирующей матрицы $\mathbf{V}^+$, близкой к обратной матрице $\mathbf{V}$:

$$\mathbf{v} = \mathbf{V}^+ \delta \mathbf{x}.$$

В такой постановке целевая функция и ее градиент примут следующий вид:

$$J = \frac{1}{2} \mathbf{v}^T \mathbf{v} + \frac{1}{2} (\mathbf{H} \mathbf{w} - d)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{w} - d).$$

$$\nabla J(\mathbf{v}) = \mathbf{v} + \mathbf{V}^T \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{w} - d).$$

Таким образом, разделяются два пространства: первое – некое виртуальное пониженной размерности, где определен управляющий вектор $\mathbf{v}$, второе – физическое пространство, где определены искомые приращения $\delta \mathbf{x}$, а трансформирующая матрица $\mathbf{V}$ обеспечивает переход между ними.

Трансформирующая матрица $\mathbf{V}$ представляется в форме последовательности линейных операторов [25]:

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_D \mathbf{V}_{uv} \mathbf{V}_H \mathbf{V}_V,$$

где $\mathbf{V}_D$ – оператор удаления дивергенции, $\mathbf{V}_{uv}$ – оператор скорости, $\mathbf{V}_H$ – горизонтальная ковариация, $\mathbf{V}_V$ – вертикальная ковариация.

Специфика предложенного в [25] алгоритма состоит в расщеплении матрицы фоновых ошибок на горизонтальные и вертикальные компоненты. Горизонтальная ковариация моделируется с помощью рекурсивного фильтра на основе гауссовой функции, при определении которой требуется задание радиуса корреляции; количественные оценки последнего необходимо получать на основании статистической обработки большого количества результатов наблюдений. Но поскольку в нашем распоряжении была только одна гидрологическая съемка за 2011 г., радиус корреляции задавался, согласно [19, 20], равным 20 км. Вертикальная компонента моделируется с помощью эмпирических ортогональных функции (ЭОФ) [23], описывающих вертикальную изменчивость за период расчета, значительно превышающий прогнозный. На практике используются только наиболее значимые ЭОФ, и их число намного меньше размера вектора состояния модели (2), таким образом, размерность аргументов целевой функции также уменьшается.

Оператор скорости $\mathbf{V}_{uv}$ отвечает за согласованность полученных в результате ассимиляции полей с остальным решением, а именно за внесение поправок в поля скоростей, вызванных изменениями в результате ассимиляции поля плотности. Последний оператор $\mathbf{V}_D$ представляет собой рекурсивный фильтр, направленный на удаления дивергентных зон в полях скорости, которые возникают вблизи береговой линии. Это связано с тем, что в открытом море оператор $\mathbf{V}_{uv}$ обеспечивает динамический баланс между приращениями к предварительным значениям скорости, уровня, солёности и температуры. При этом условие непротекания для нормальных к береговой линии компонент скорости не выполняется.

Более подробное описание каждого из операторов можно найти в работе [23], поэтому здесь мы ограничились лишь разъяснением их назначения. Общий вид ассимиляционной схемы, встроенной в термогидродинамическую модель Финского залива, представлен на рис.2.

Модификации и принятые параметры модуля 3D-VAR. Специфика предложенного алгоритма восстановления трехмерных полей гидрофизических параметров состоит в расщеплении матрицы фоновых ошибок прогноза на горизонтальные и вертикальные компоненты. Как уже упоминалось, вертикальная компонента моделируется с помощью ЭОФ, содержащих информацию о вертикальной изменчивости в структуре гидрофизических полей, полученную на основе обработки длительного ряда модельного счета. Такой подход к представлению матрицы ковариации фоновой ошибки $\mathbf{B}$ дает возможность даже при ассимиляции данных только с поверхностного слоя воспроизводить трехмер-

ную структуру гидрофизических полей. Естественно, что результат ассимиляции напрямую будет зависеть от того, насколько качественно ЭОФ будут описывать вертикальную структуру гидрофизических полей. Возникает несколько вопросов.

Во-первых, за какой период использовать модельный расчет для создания ЭОФ. Период может варьироваться от сезона до нескольких дней, когда комплект ЭОФ формируется под каждую определенную синоптическую ситуацию. Во-вторых, каким количеством ЭОФ можно ограничиться. Собственно говоря, с одной стороны, количество ЭОФ и определяет размерность виртуального вектора состояния $\mathbf{v}$: чем их меньше, тем ниже размерность задачи; с другой стороны, чем больше количество ЭОФ, тем большее количество различных процессов, формирующих гидрологический режим, учитывается при моделировании ЭОФ. Оптимальный результат устанавливается опытным путем. В-третьих, возможно моделировать ЭОФ для каждого горизонтального узла расчетной области или для выделенных районов с характерным распределением гидрофизических полей. Применительно к Финскому заливу это могут быть, например, район Невской губы, где гидрологический режим в основном определяется стоком Невы, и в противоположность – западная акватория залива, где велико влияние Балтийского моря.

В данной работе проводилась оценка необходимого числа ЭОФ, достаточного для адекватного описания синоптической изменчивости полей температуры. В качестве периода изменчивости модельного решения, по которому определялись ЭОФ, был взят один месяц. Этого вполне достаточно, чтобы описать возможную изменчивость в течение синоптического срока, для которого будет производиться процедура ассимиляции. На рис.3 представлены результаты оценочных расчетов изменчивости поля поверхностной температуры воды, восстановленного с применением ЭОФ (секции b и c) в сравнении с исходным полем, полученным по модели (a). Под изменчивостью поля понимается

пространственное распределение безразмерной величин $\delta T_0 = \frac{T_0 - \overline{T_{0,\tau}}}{\sigma_{z,\tau} (T_z - \overline{T_{z,\tau}})}$, где T_0 – по-

верхностная температура воды; $\overline{T_{0,\tau}}$ – среднее значение поверхностной температуры воды за рассматриваемый период (1 мес.); T_z – значение температуры воды на горизонте z ; $\overline{T_{z,\tau}}$ – среднее значение температуры воды за рассматриваемый период по глубине; $\sigma_{z,\tau} (T_z - \overline{T_{z,\tau}})$ – стандартное отклонение значений $(T_z - \overline{T_{z,\tau}})$. Модельная изменчивость проецировалась в варианте (b) на три ортогональные функции, в варианте (c) – на пять.



Рис.2. Общий алгоритм ассимиляционного процесса.

Как следует из представленного пространственного распределения изменчивости, удовлетворительным можно признать вариант, использующий 5 ЭОФ. Дальнейшее понижение размерности поля (снижение числа ЭОФ до трех) приводит к значительной потере пространственного сигнала, а увеличение числа ЭОФ более пяти не приводит к заметным изменениям (на рисунке не приводится).

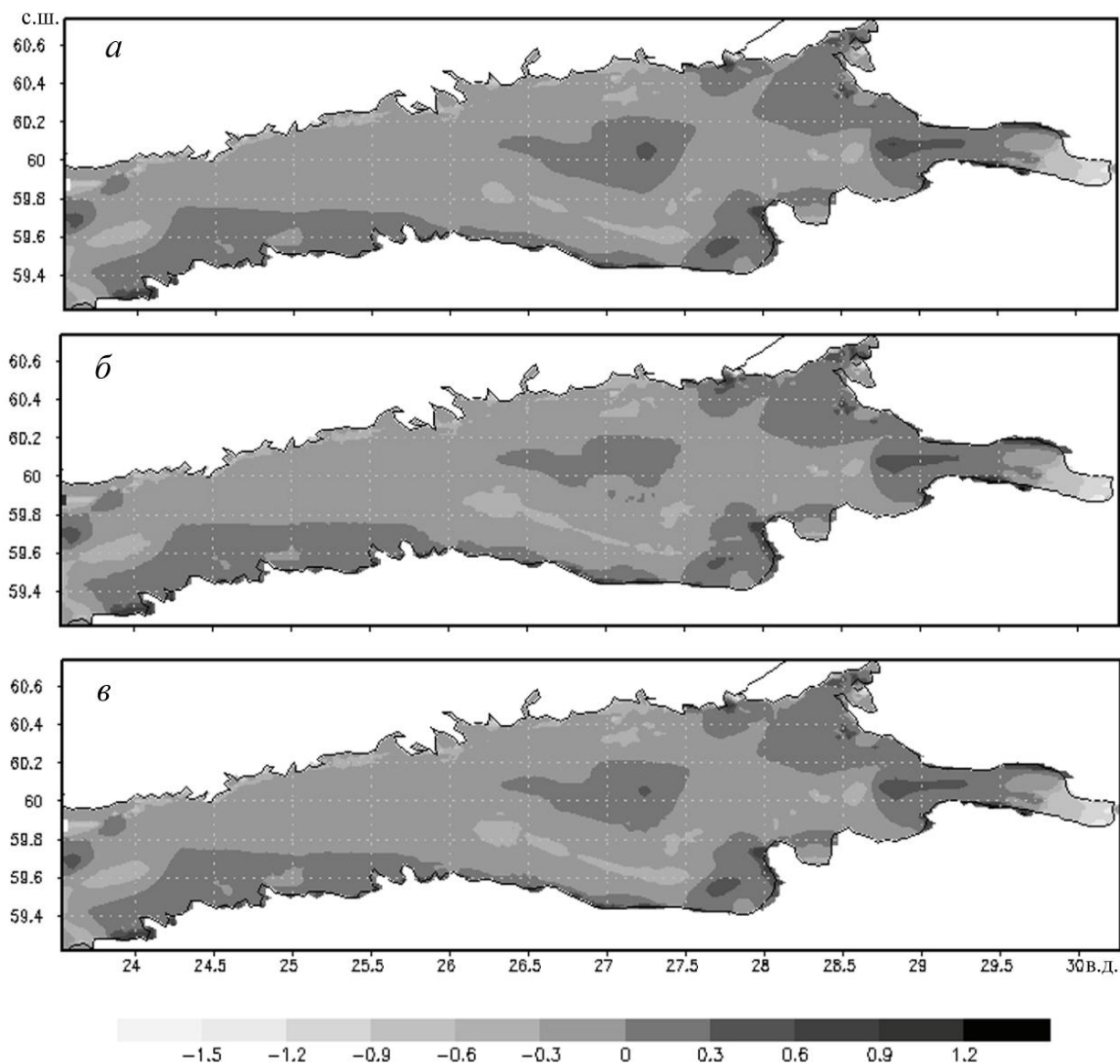


Рис.3. Пространственное распределение безразмерных величин δT_0 , рассчитанных по модельным результатам (а) и восстановленных с применением различного числа ЭОФ: трех – (б) и пяти – (в).

По аналогии с [22] предположим, что ошибки наблюдений некоррелируемы по пространству; таким образом, ковариационная матрица ошибок наблюдений R вырождается в диагональную, что дает нам основание задать ее постоянной для каждого типа наблюдений. Она была определена, как средняя арифметическая погрешность метода измерения R_c [26], а именно:

$$R_c = \frac{1}{nm} \sum_{i=1}^{nm} U \tau_e \left| \frac{\partial C_i}{\partial z} \right|,$$

где n – количество станций, m – количество горизонтов, U_z – скорость зондирования, τ_e – инерционная постоянная датчика измерений, C – наблюдаемый параметр. Скорость зондирования используемой электрической лебедки составляла 0.5 м/с, инерционная постоянная датчика температуры – 100 мс, электропроводности – 150 мс. В результате R составила 0.05°C и 0.02 ‰ для температуры и солёности соответственно. Специфика рассматриваемого бассейна такова, что изменчивость гидрофизических характеристик очень велика как по пространству, так и по времени; стандартные отклонения данных наблюдений используемой океанографической съёмки составили 1.5°C и 0.75 ‰ для температуры и солёности соответственно. При использовании этих значений в качестве ошибки данных наблюдений однократная ассимиляционная процедура не приводит к видимым изменениям модельного поля, поэтому в качестве ошибки служила погрешность метода измерений, что позволило приблизить анализ к данным наблюдений.

Оператор скорости V_{uv} включает в себя расчет горизонтального градиента возмущений давления, вызванного изменениями плотности, обусловленными ассимиляционными приращениями температуры и солёности. Изменения в поле плотности $\delta\rho$ задаются линеаризованным уравнением состояния

$$\delta\rho = \alpha\delta T + \beta\delta S,$$

где α и β – коэффициенты термического расширения и солёностного сжатия соответственно. В оригинальной версии модуля 3D-VAR [23] они полагались постоянными. При адаптации ассимиляционного алгоритма учитывалось, что для наблюдаемых диапазонов изменчивости температуры (2–24°C) и солёности (2–8 ‰) воды коэффициенты α и β варьируют в следующих пределах 0.0045 – -0.23 и 0.76–0.80 соответственно. Коэффициент солёностного сжатия был определен постоянным и равным среднему значению 0.78. В свою очередь, коэффициент термического расширения вследствие большой изменчивости и смене знака рассчитывался в каждом узле расчетной области модели исходя из значений температуры и солёности морской воды.

Результаты ассимиляции. В результате процедуры ассимиляции были получены приращения в полях температуры, солёности и уровня, однако приращения в поле уровня не анализировались. На рис.4–6 представлены вертикальные распределения температуры и солёности воды в некоторых станциях океанографической съёмки, расположенных, согласно районированию восточной части Финского залива [27, 28], в мелководной (от о.Котлин до м.Шепелевский), внутренней (от м.Шепелевский до о.Сескар) и внешней (от о.Сескар до о.Мощный) глубоководных и открытой (западнее о.Мощный) частях Финского залива. На каждом графике изображены три профиля: данные натурных измерений, модельный профиль без ассимиляции и модельный профиль, полученный с привлечением ассимиляционной процедуры. При этом на рис.4 и 5 представлены результаты на станциях, которые использовались при ассимиляции, а на рис.6 – «независимые» результаты – данные этих станций не ассимилировались (схема станций приведена на рис.1).

Рассмотрим результаты, относящиеся к первой группе станций. Из рис.4 и 5 видно, что ассимиляция данных наиболее благоприятно отразилась на значениях температуры воды. Профили температуры, полученные в результате ассимиляции, в целом повторяют профили, являющиеся результатом наблюдений. При этом отметим, что, во-первых, модельные профили температуры практически на всех станциях (особенно на расположенных во внешней глубоководной и открытой частях) дают увеличение температуры в верхнем квазиоднородном слое (ВКС), которое может достигать 5°C. Во-вторых, судя по натурным данным, наблюдался более резкий термоклин, чем мы имеем в модельных расчетах.

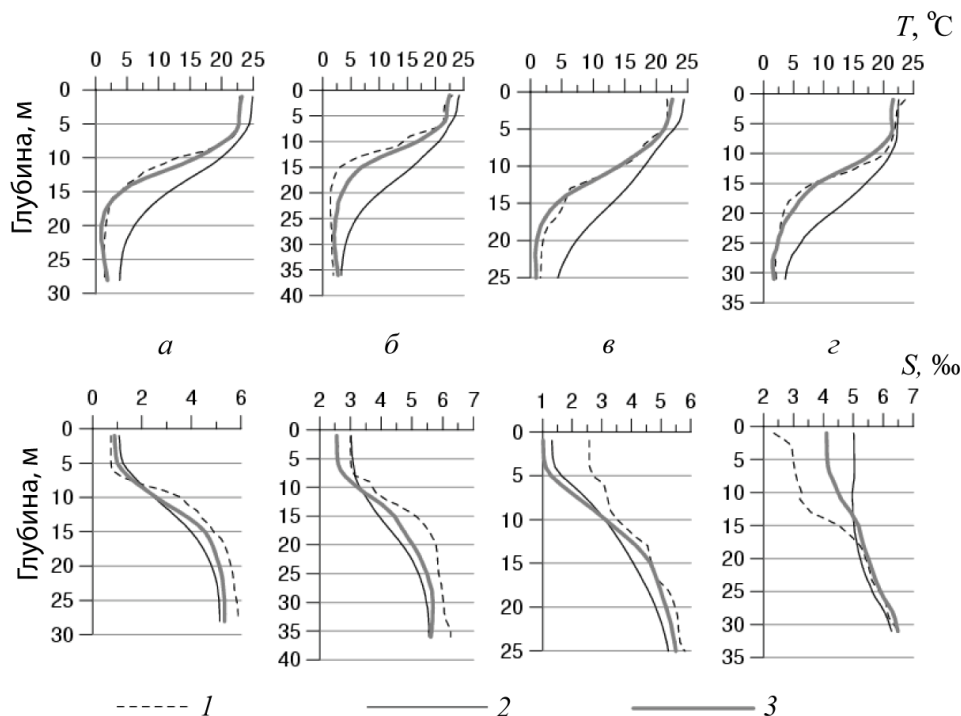


Рис.4. Вертикальное распределение температуры (вверху) и солёности (внизу) воды по «зависимым» данным на ст. № 4 (а), 17 (б), 20 (в) и 28 (г).

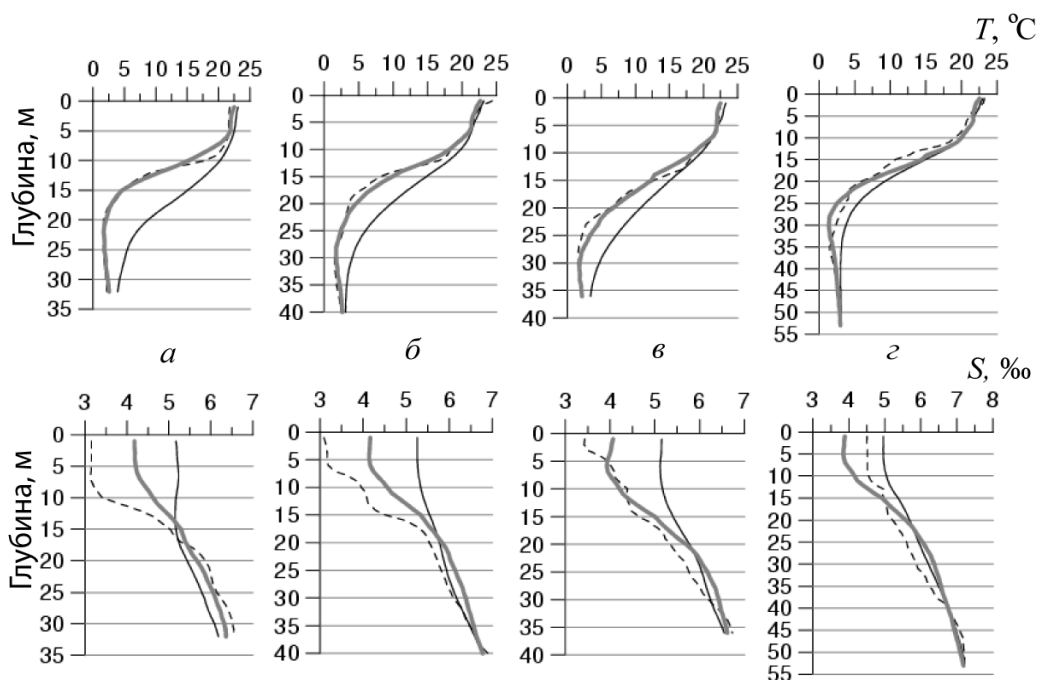


Рис.5. Вертикальное распределение температуры (вверху) и солёности (внизу) воды по «зависимым» данным на ст. № 25 (а), 32 (б), 34 (в) и 37 (г).

Усл.обозн. кривых те же, что на рис.4.

Что касается полей солёности воды, то модельные расчеты на всех станциях дают превышения ее значений в ВКС, причем максимальные значения (2.5 ‰) наблюдаются во внешней глубоководной части. Значения солёности в ВКС, полученные в результате ассимиляции, в основном лежат между модельными и наблюдаемыми. Отметим также,

что в модельных профилях в этом районе галоклин практически не воспроизводится в отличие от данных наблюдений. На профилях, полученных в результате ассимиляции, галоклин выделяется, хотя и более размытый. Есть только две станции, в которых процедура ассимиляции привела к ухудшению согласования модельного профиля и данных наблюдений: ст. № 17 (внутренняя глубоководная часть) и ст. № 34 (открытая часть). На последней станции модельные значения солёности (~5 ‰) в поверхностном слое также больше наблюдаемых: разница составляет 0.5 ‰. В результате ассимиляции галоклин стал более резким, а значение солёности в поверхностном слое достигало около 4 ‰. Это можно объяснить тем, что на соседних станциях (например, ст. № 32 и 37) модельные превышения в ВКС составили около 2 ‰. На ст. № 17 ассимиляция привела к уменьшению значений солёности на 0.5 ‰. Это также можно объяснить тем, что на соседних станциях (напр., ст. № 20) модельный расчет давал завышение солёности в ВКС, достигающее около 1.5 ‰.

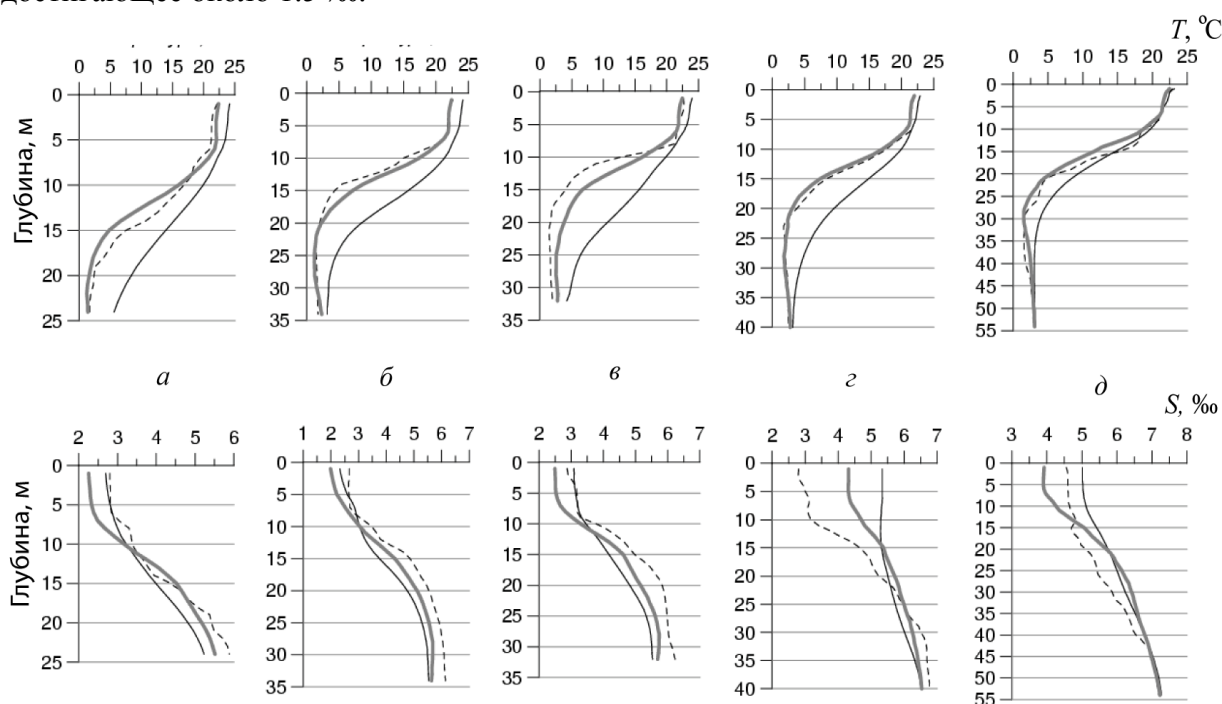


Рис.6. Вертикальное распределение температуры (вверху) и солёности (внизу) воды по «независимым» данным на ст. № 14 (а), 15 (б), 21 (в) и 33 (г).

Усл.обозн. кривых те же, что на рис.4.

На рис.6 представлены океанографические станции, не участвующие в ассимиляционном процессе. В целом для температуры воды наблюдается аналогичное поведение: профили температурных данных после ассимиляции практически полностью совпадают с натурными данными. Результаты ассимиляции солёности не так однозначны. С одной стороны, на ряде станций (№ 14, 15 и 21), расположенных во внутренней глубоководной части, ассимиляция привела к увеличению значений солёности ниже глубины залегания галоклина, что приблизило профили к натурным данным; с другой стороны, она привела к чрезмерному занижению солёности в ВКС, последнее также относится к ст. № 33. Выделяется только ст. № 26, расположенная во внешней глубоководной части залива, на которой ассимиляция улучшила сходимость модельных результатов с натурными, где, как уже говорилось при описании результатов для «зависимых» данных, наблюдается сильное превышение модельных значений солёности по сравнению с данными наблюдений (напр., ст. № 25 и 28).

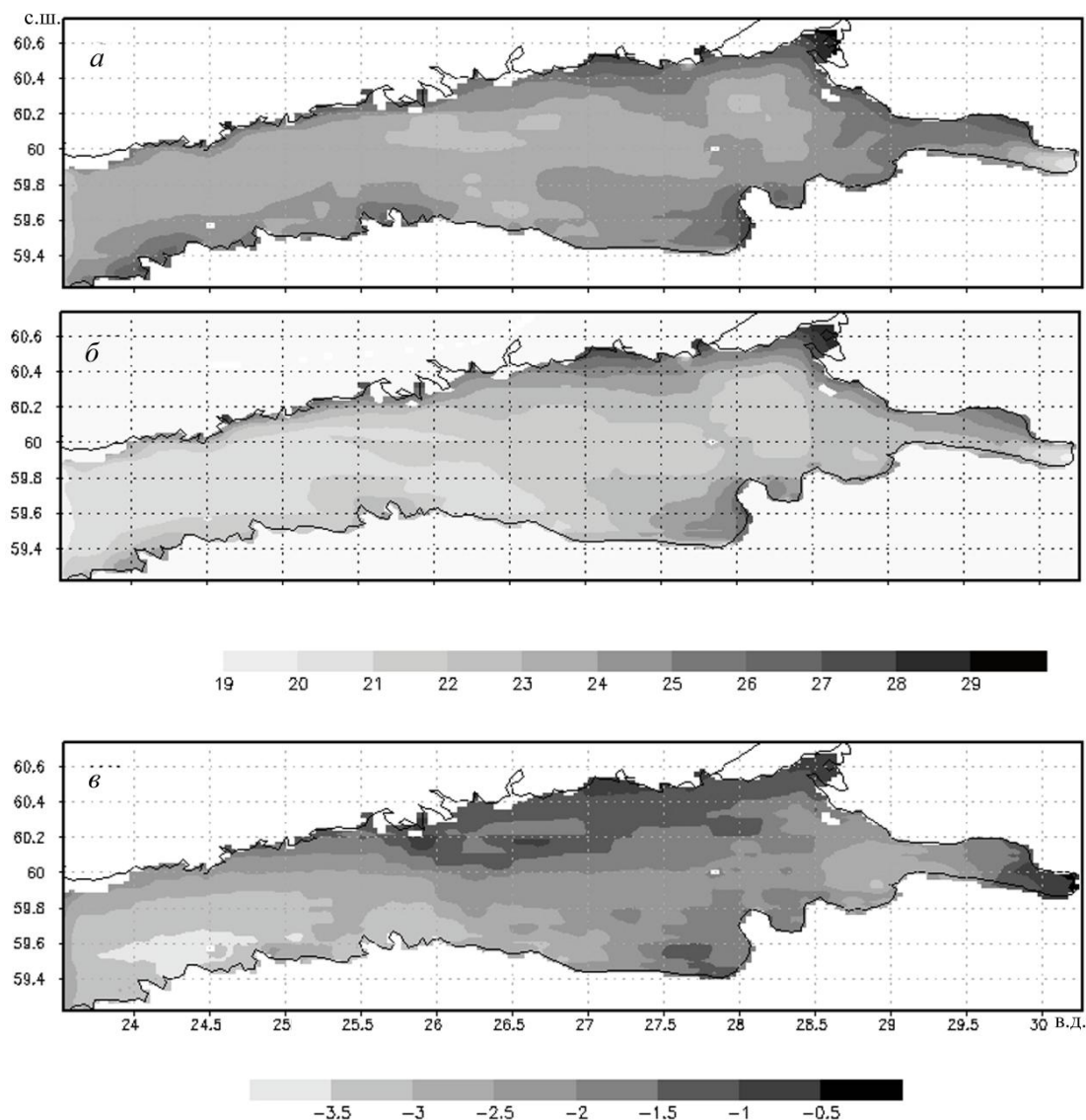


Рис.7. Пространственное распределение поверхностной температуры (в °C).

a – модель, *б* – анализ, *в* – приращения, полученные в результате ассимиляции.

Рассмотрим поля температуры и солёности воды на поверхности, полученные в результате модельного счета (рис.7, *a* и 8, *a*) и после проведения ассимиляции (рис.7, *б* и 8, *б*). Как уже было выяснено, модельные значения температуры воды сильно завышены в сравнении с данными наблюдений. После ассимиляции профили температуры практически полностью совпадают с данными наблюдений, следовательно, поверхностная температура в районе восточнее о.Гогланд, где происходила океанографическая съемка, должна уменьшиться, что отчетливо видно на рис.8, *б*. Следует отметить, что понижение температуры экстраполируется на всю акваторию залива и возрастает к западу, где приращения поверхностной температуры достигают -3.5°C (рис.7, *с*). На первый взгляд, максимальные значения приращений температуры вдали от данных наблюдений кажутся неожиданными, но полученное поле приращений является результатом минимизации целевой функции (1), где первое слагаемое нормируется на фоновую ошибку. Из рис.3 видно, что в данной области наблюдается максимальная изменчивость модельных расчетов по температуре, что может объяснить появление максимальных приращений в данной области. Эффект понижения температуры требует дальнейшего изучения, а именно сравнения с данными наблюдений в западной части Финского залива.

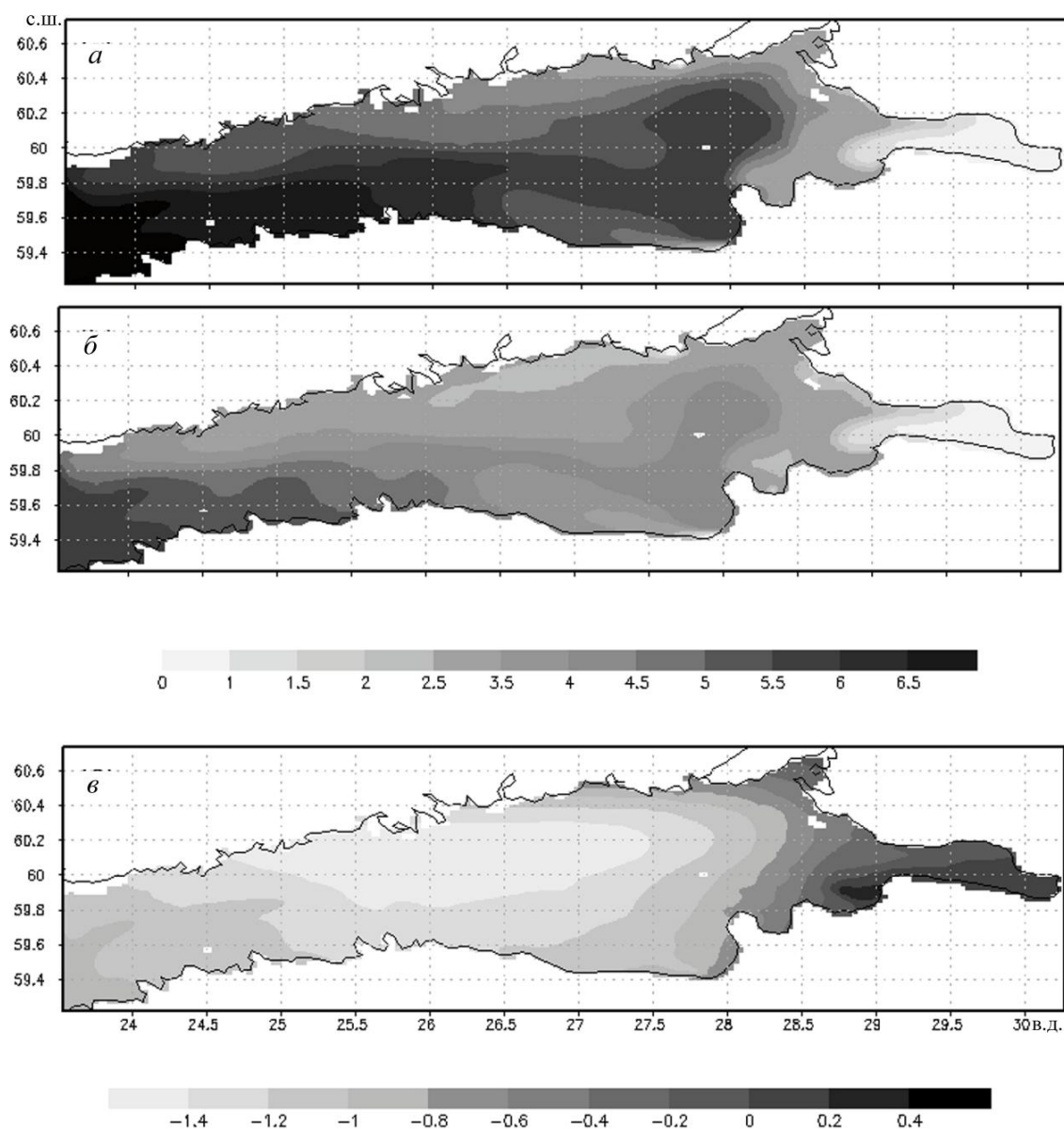


Рис.8. Пространственное распределение солёности на поверхности (в ‰).
a – модель, *б* – анализ, *в* – приращения, полученные в результате ассимиляции.

Модельные превышения солёности по сравнению с данными наблюдений до процедуры ассимиляции достигали 2.5 ‰ в поверхностном слое; уменьшение солёности после процедуры ассимиляции имеет место на всей акватории залива: максимальное уменьшение (–1.4 ‰) наблюдается в центральной части Финского залива, минимальные изменения ± 0.2 ‰ в Невской губе и мелководной части Финского залива (рис.8, с). При этом как для полей температуры, так и для полей солёности характер пространственной изменчивости с привлечением ассимиляции сохраняется.

Ниже в таблице приведены значения средней квадратической ошибки модельного расчета с привлечением ассимиляции и без него, ошибки рассчитаны отдельно для «зависимых» и «независимых» данных наблюдений.

Средняя квадратическая ошибка расчета температуры и солености воды

Средняя квадратическая ошибка	Модель		Анализ	
Данные наблюдений:	T, °C	S, ‰	T, °C	S, ‰
«зависимые»	4.62	0.85	1.67	0.60
«независимые»	4.50	0.76	1.40	0.57

По приведенным в таблице данным видно, что средняя квадратическая ошибка расчета температуры после внедрения процедуры ассимиляции уменьшилась примерно в 3 раза, причем как для «зависимых», так и для «независимых» данных. Такого хорошо выраженного результата для значений солености не отмечено, однако очевидно, что ассимиляция приводит к уменьшению средней квадратической ошибки расчета и для «зависимых», и для «независимых» данных. Отметим, что для последних средние квадратические ошибки анализа получились меньше, чем для первых, ошибки для этого набора станций были меньше и до проведения процедуры ассимиляции.

Результаты, полученные с использованием адаптированной трехмерной вариационной ассимиляционной схемы, основанной на пакете 3D-VAR, вполне оптимистичны. Наиболее благоприятно процедура ассимиляции сказалась на полях температуры воды. С помощью ассимиляции удалось решить проблему «перегрева» поверхностных вод, обусловленную, по всей видимости, некорректным атмосферным форсингом. Характер и положение термоклина в анализе близки к данным наблюдений. Иная ситуация наблюдается в полях солености воды. Модельный расчет по солености с привлечением процедуры ассимиляции несомненно приблизился к данным наблюдений, но качественных изменений в вертикальной структуре не произошло. В районах, где, по данным наблюдений, имел место выраженный галоклин, а в модельном счете наблюдалось монотонное увеличение солености, профили солености после процедуры ассимиляции качественно повторяют исходный модельный счет. Объясняется это тем, что вертикальная структура воссоздается с помощью ЭОФ, которые моделируются на основе предыдущего модельного счета.

Несмотря на вышеупомянутые недостатки, тестовые расчеты показали, что привлечение процедуры ассимиляции профилей температуры и солености воды в оперативную систему Финского залива GULFOOS дает уменьшение среднеквадратической ошибки расчета с 4.50 до 1.40°C для температуры и с 0.76 до 0.57 ‰ для солености, что повышает качество прогноза гидрофизических характеристик.

Работа выполнена при поддержке программы «Исследование природы Мирового океана», ФЦП «Мировой океан».

Литература

1. Neelov I.A. et al. A simulation of the Gulf of Finland ecosystem with 3-D model // Proc. Estonian Academy of Science: Biology, Ecology. 2003. V.52, N 3. P.346–359.
2. Оперативная океанографическая система Финского залива GULFOOS. Российский Государственный гидрометеорологический университет. <http://gulfoos.rshu.ru/>.
3. Millero F., Kremling I. The densities of the Baltic Sea deep waters // Deep Sea Research. 1976. V.23. P.611–622.
4. Funkquist L. HIROMB, an operational eddy-resolving model for the Baltic Sea // Bulletin of the Maritime Institute in Gdansk. 2001. V.28, N 2. P.7–16.
5. High Resolution Limited Area Modelling project HIRLAM. <http://hirlam.org>.
6. Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря: Международный проект «Балтика». Вып.5: Экосистемные модели. Оценка современного состояния Финского

- залива. Ч.2: Гидрометеорологические, гидрохимические, гидробиологические, геологические условия и динамика вод Финского залива/ Под ред. И.Н.Давидана и др. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 449 с.
7. Counillon F., Bertino L. Ensemble Optimal Interpolation: multivariate properties in the Gulf of Mexico // *Tellus-A*. 2009. V.61. P.296–308.
 8. Bertino L., Lisæter K.A. The TOPAZ monitoring and prediction system for the Atlantic and Arctic Oceans // *J. of operational oceanography*. 2008. V.1, N 2. P.15–18.
 9. Brasseur P., Bahurel P., Bertino L. et al. Data assimilation for marine monitoring and prediction: the MERCATOR operational assimilation systems and the MERSEA developments // *Quarterly J. of the Royal Meteorolog. Soc.* 2005. V.131, N 613. P.3561–3582.
 10. Brusdal K., Brankart J.M., Halberstadt G. et al. A demonstration of ensemble based assimilation methods with a layered OGCM from the perspective of operational ocean forecasting systems // *J. of Marine Systems*. 2003. V.40–41. P.253–289.
 11. Nerger L., Danilov S., Hiller W. et al. Using sea level data to constrain a finite-element primitive-equation model with a local SEIK filter // *Ocean Dynamics*. 2006. V.56. P.634–649.
 12. Penduff T., Brasseur P., Testut C.-E. et al. A four-year eddy-permitting assimilation of sea-surface temperature and altimetric data in the South Atlantic Ocean // *J. of Marine Res.* 2002. V.60, N 6. P.805–833.
 13. Testut C.-E., Brasseur P., Brankart J.-M. et al. Assimilation of sea-surface temperature and altimetric observations during 1992–1993 into an eddy permitting primitive equation model of the north Atlantic ocean // *J. of Marine Systems*. 2003. V.40–41. P.291–316.
 14. Li Z., Chao Y., McWilliams J.C. et al. A three-dimensional variational data assimilation scheme for the regional ocean modeling system // *J. of Atmosph. and Oceanic Technol.* 2008. V.25. P.2074–2090.
 15. Mogensen K., Balmaseda M.A., Weaver A.T. et al. NEMOVAR: A variational data assimilation system for the NEMO ocean model // *ECMWF Newsletter*. 2009. V.120. P.17–22.
 16. Moore A.M., Arango H.G., Broquet G. et al. The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems, Part I: System overview and formulation // *Progress in Oceanography*. 2011. V.91. P.34–49, doi:10.1016/j.pocean.2011.05.004.
 17. Moore A.M., Arango H.G., Broquet G. et al. The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems: II Performance and application to the California Current system // *Progress in Oceanography*. 2011. V.91. P.50–73.
 18. Moore A.M., Arango H.G., Broquet G. et al. The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems: III Observation impact and observation sensitivity in the California Current system // *Progress in Oceanography*. 2011. V.91. P.74–94.
 19. Funkquist L., Pemberton P., Sigg R. Development of an Operational Data Assimilation System for the Baltic Sea // *SMHI Reports Oceanography*. 2006. 35 p.
 20. Funkquist L. An operational data assimilation system for the Baltic Sea // *European Operational Oceanography: Present and Future*. 2006. Proceedings of the 4th International Conference on EuroGOOS / Eds. H.Dahlin et al. France, Brest. 2006. P.656–660.
 21. North Sea-Baltic Sea operational ocean model BSHcmod. Danish Meteorological Institute. <http://ocean.dmi.dk/models/bshcmod.uk.php>.
 22. Zhuang S.Y., Fu W.W., She J.A. pre-operational 3-D variational data assimilation system in the North/Baltic Sea // *Ocean Sci. Discussion*. 2011. V.8. P.1131–1160. doi:10.5194/osd-8-1131-2011.
 23. Dobricic S, Pinardi N. An oceanographic three-dimensional variational data assimilation scheme // *Ocean Modelling*. 2008. V.22. P.89–105.
 24. Lorenc A.C. Development of an operational variational assimilation scheme // *J. of the Meteorolog. Soc. of Japan*. 1997. V.75. P.339–346.
 25. Weaver A.T., Vialard J., Anderson D.L.T. Three- and four-dimensional variational assimilation with an ocean general circulation model of the tropical Pacific Ocean. Part 1: formulation, internal diagnostics and consistency checks // *Monthly Weather Rev.* 2003. V.131. P.1360–1378.
 26. Степанюк И.А. Методы измерения морских внутренних волн. СПб.: Изд. РГГМУ, 2002. 138 с.
 27. Басова С.Л. и др. // Экологическая обстановка в Санкт-Петербурге и Ленинградской области в 1996 году. Справочно-аналитический обзор. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. С.67–76.
 28. Gran V., Pitka'nen H. Denitrification in estuarine sediments in the eastern Gulf of Finland, Baltic Sea // *Hydrobiol.* 1999. V.393. P.107–115.

Статья поступила в редакцию 29.03.2013 г.

