

На правах рукописи

Булгаков Кирилл Юрьевич

**ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ В
ВЕРХНЕМ СЛОЕ ОКЕАНА НА ОСНОВЕ ТЕОРИИ ПОДОБИЯ**

Специальность 25.00.28 – Океанология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Санкт-Петербург – 2012

Диссертация выполнена в Санкт-Петербургском филиале Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии Наук

Научный руководитель:

доктор физико-математических наук, профессор

Чаликов Дмитрий Викторович

Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии Наук

Официальные оппоненты:

доктор физико-математических наук, профессор

Гаврилов Александр Сергеевич

Российский государственный гидрометеорологический университет

кандидат физико-математических наук

Клепиков Александр Вячеславович

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Ведущая организация:

Санкт-Петербургский Государственный Университет.

Защита диссертации состоится “24” мая 2012 г. в 15 часов 30 минут на заседании диссертационного совета Д.212.197.02 в Российском государственном гидрометеорологическом университете по адресу:

195196, г. Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98, тел. (812) 444-41-63.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Российского государственного гидрометеорологического университета по адресу:

195196, г. Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.

Автореферат разослан “23” апреля 2012 г.

Ученый секретарь диссертационного совета
кандидат географических наук

Воробьев В.Н.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы.

Вертикальное распределение гидрологических переменных в верхнем слое океана формируется в основном турбулентным и конвективным перемешиваниями. Определяя температуру поверхности и глубину проникновения ветрового импульса, эти процессы оказывают существенное влияние на потоки тепла и влаги в атмосферу, а также на интенсивность дрейфовых течений. Таким образом, турбулентная диффузия и конвекция являются погодо- и климатообразующими процессами, и их реалистичное воспроизведение необходимо для успешности экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы и океана.

Особенностью вертикального турбулентного движения в океане является то, что оно чаще всего происходит в устойчивой среде. И если в приповерхностном квазиоднородном слое градиенты плотности относительно малы, что позволяет применять стандартные методы описания турбулентности, то в термоклин турбулентность, в классическом смысле, практически отсутствует. В сильно стратифицированной среде турбулентные образования, генерируемые ветровых воздействием и обрушением волн, быстро подавляются. Тем не менее, даже в этом случае турбулентное перемешивание остаётся значительно интенсивней молекулярной диффузии. Поэтому диффузия тепла и соли через термоклин оказывает решающее влияние на эволюцию верхнего слоя океана.

Хотя до настоящего времени было создано несколько десятков моделей эволюции верхнего океана, нельзя полагать, что эта проблема достигла убедительного решения. Модели верхнего океана типа [Kraus, Turner, 1967] не воспроизводят эволюцию термоклина и требуют дополнительных схем для расчета диффузии импульса. Способ расчета коэффициента турбулентности из работы [Pacanovsky, Philander, 1981] чрезмерно упрощает процессы. Другой метод из [Large et al, 1994], хотя и претендует на воспроизведения большого количество механизмов перемешивания, как в квазиоднородном слое, так и в термоклин, но он достаточно громоздкий и, что самое главное, имеет в основе необоснованное предположение – постоянство потока массы с глубиной. Модели на основе уравнения кинетической энергии турбулентности (например [Blanke, Delecluse, 1993; Burchard, Baumert, 1995]) имеют другой фундаментальный недостаток: единственный механизм генерации энергии турбулентности в данных схемах – сдвиг скорости течения. Вследствие чего эти модели предсказывают вырождение турбулентности, когда затраты энергии на преодоления плавучести равны продукции энергии турбулентности. В действительности

даже в сильно устойчивой среде турбулентность достаточно интенсивна. Она существует в перемежающемся режиме и возбуждается механизмами (например, обрушением внутренних волн), которые явно не воспроизводятся современными моделями.

Описанные выше недостатки схем, так или иначе, связаны со следующей проблемой, а именно – отсутствием полной теории процессов перемешивания, подходящей для всех слоёв океана. Поэтому, в настоящее время наиболее правильный путь состоит в попытках построения максимально простой феноменологической схемы, конкретная формулировка которой должна опираться на доступные экспериментальные данные.

Цель диссертационной работы:

Разработка параметризации вертикального турбулентного обмена в океане, основанной на теории подобия, предназначенной для включения в модели циркуляции океана и совместные модели океана и атмосферы.

Для достижения поставленной цели были сформулированы следующие задачи диссертационной работы:

- Произвести уточнение подхода к параметризации верхнего слоя океана, основанной на модифицированной теории подобия, учитывающей высокую термохалинную инерционность.
- Реализовать модель верхнего слоя океана с различными схемами расчёта коэффициента турбулентности.
- Произвести сопоставление расчетов с использованием предложенной модели с данными наблюдений.
- Внедрить разработанный алгоритм параметризации турбулентного обмена в существующую модель циркуляции моря.
- Сопоставить результаты экспериментов, проведенных моделью циркуляции моря, с данными наблюдений.

Научная новизна работы

Впервые разработана и испытана оригинальная схема параметризации процессов турбулентного и конвективного перемешивания в верхнем слое океана, основанная на принципиально новом подходе, а именно на модифицированной теории подобия, учитывающей высокую термохалинную инерционность морской воды. Данная схема предназначена для использования в моделях циркуляции океана и морей.

Научная и практическая ценность работы.

Предложенная параметризация позволяет воспроизводить процессы вертикального перемешивания и обладает рядом преимуществ над другими алгоритмами: удобство в реализации, использование для расчета основных гидрологических характеристик, относительно небольшое число

подгоночных коэффициентов, что делает её особенно удобной при внедрении в модели циркуляции океана.

Работа выполнена в рамках гранта Правительства РФ (Договор №11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых.

Положения, выносимые на защиту:

- Уточненная схема параметризации верхнего слоя океана, основанная на модифицированной теории подобия, учитывающая высокую термохалинную инерционность.
- Результаты расчетов с моделью верхнего слоя океана, показывающие преимущество предложенной схемы, над другими наиболее часто применяющимися параметризациями верхнего океана.
- Результаты расчетов с моделью циркуляции Балтийского моря, демонстрирующие возможность использования схемы, основанной на теории подобия, в трехмерных моделях циркуляции водных масс.

Апробация работы

Основные положения и результаты представляемой работы докладывались и обсуждались на второй молодёжной конференции “Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики” (Санкт-Петербург, 2011 г.), а также на семинарах в ГГО им. А.И. Воейкова и СПбФИОРАН.

Публикации:

По теме диссертации опубликовано 3 печатные работы, из них 2 статьи в российских рецензируемых журналах.

Личный вклад автора:

Модификация существующей схемы турбулентного перемешивания, основанной на теории подобия. Реализация модели верхнего слоя океана. Проведение экспериментов с моделью верхнего слоя океана. Внедрение предложенной схемы в модель циркуляции Балтийского моря. Проведение экспериментов с данной моделью. Анализ результатов экспериментов.

Структура и объём:

Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и списка использованных источников, включающего 51 наименование. Общий объем работы составляет 105 страниц, включая 48 рисунка и 8 таблиц.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во введении обоснована актуальность темы диссертации, сформулированы цели и задачи исследования, приведены основные положения и результаты, выносимые на защиту, теоретическая новизна и практическая значимость работы.

В первой главе дается описание существующего подхода к моделированию турбулентного перемешивания в верхнем слое океана. Приводится обзор работ, обсуждаются различные схемы верхнего океана.

Во второй главе излагается модифицированная теория подобия и параметризация, основанная на этой теории.

Теория подобия [Обухов, 1946; Монин, Обухов, 1954; Монин, Яглом, 1965] успешно используется для описания приземного слоя атмосферы, однако её основные принципы могут быть применены и к океану. Для этого необходимо учесть разницу термодинамических свойств обеих сред, что было впервые сделано в [Chalikov, 2004]. В этой работе показано, что, вследствие высокой термической инерции верхнего слоя океана, поток тепла даже в квазиоднородном слое изменяется с глубиной и не может быть использован в качестве внешнего управляющего параметра. В [Chalikov, 2004] была предложена следующая формулировка теории подобия:

$$D(t, z) = D_* f\left(\frac{g}{\rho_0} \rho(t, z), v_*, z\right), \quad (1)$$

$D(t, z)$ может быть любой динамической характеристикой турбулентности: кинетической энергией, скоростью диссипации, или коэффициентом обмена, D_* – характерный масштаб для $D(t, z)$ имеющий такую же размерность, ρ – потенциальная плотность, g – ускорение свободного падения, ρ_0 – характерное значение плотности.

Определение (1) не противоречит базовым идеям теории подобия, а является её обобщением на случай, когда пограничный слой обладает высокой термохалинной инерционностью. Если классическая теория Монина-Обухова неприменима для всего верхнего слоя океана, то подход (1) может быть буквально использован для приземного слоя атмосферы.

На основе (1) в [Chalikov, 2004] был предложен следующий способ расчета коэффициента турбулентности в верхнем слое океана (k), с помощью функции стратификации St :

$$St(z) = \frac{g}{\rho_0 v_*^2} \int_0^z (\rho(z) - \rho(0)) dz, \quad (2)$$

$$\begin{cases} k = \kappa v_* (z + C_s \frac{v_*^2}{g})(1 + \alpha St)^{-\beta}, St \geq 0 \\ k = \kappa v_* (z + C_s \frac{v_*^2}{g})(1 - \gamma St)^{0.5}, St < 0 \end{cases}, \quad (3)$$

здесь v_* – динамическая скорость, α , β , γ , C_s – подгоночные коэффициенты. Таким образом, коэффициент турбулентного перемешивания на глубине z зависит не от внешнего потока массы, как в классической теории подобия Монино-Обухова, а от интегрального дефицита плотности над уровнем z .

Очевидно, что при нейтральной стратификации ($St=0$), коэффициент перемешивания k линейно растёт с глубиной. В действительности, даже незначительного градиента плотности в однородном слое оказывается достаточно для того, чтобы у слоя скачка перемешивание уменьшалось. В самом слое скачка k падает до малой величины. Эта величина, однако, оказывается достаточно большой (на порядок выше коэффициента молекулярной диффузии), чтобы осуществлять обмен между квазиоднородным слоем и термоклинном, в чём и состоит основное преимущество схемы. При неустойчивости ($St < 0$) k возрастает, вплоть до приближения к режиму свободной конвекции.

Аналитическое исследование свойств схемы показало, что она нуждается в ряде уточнений. Как уже было сказано выше, незначительный градиент плотности в протяженном гомогенном верхнем слое океана подавит рост k , но далеко не все глубинные измерения температуры морской воды имеют требуемую точность – 10^{-3} °C. Ошибка численных экспериментов также гораздо выше, поэтому вполне вероятна ситуация, когда в глубоком квазиоднородном слое градиент потенциальной температуры, а, следовательно, и потенциальной плотности, будет равен 0, вследствие чего $St=0$, и коэффициент турбулентности будет неограниченно линейно расти с глубиной. В конвективном случае ($St < 0$) максимальное значение k (вследствие интегрального вида функции St) предсказывается ниже уровней с неустойчивостью, распространяясь слишком далеко в положительно стратифицированные слои.

Модификации схемы сводятся к следующему. Коэффициент турбулентности представляется как сумма двух компонент,

$$k = k_w + k_u, \quad (4)$$

где k_w – определяет перемешивание, генерируемое сдвигом скорости течения, а k_u – конвективное приспособление. Форма k_w аналогична (3) для устойчивого случая со следующими изменениями: динамическая скорость, с целью ограничения роста k , заменена выражением с использованием вертикального градиента горизонтальной скорости течения V ,

$$v_* = \kappa(z + z_0) \frac{\partial V}{\partial z}. \quad (5)$$

Функция стратификации в новом варианте, рассчитывается не от поверхности, а от уровня минимальной плотности:

$$\begin{cases} St = \frac{g}{\rho_0 v_{*0}^2} \int_{z(\min(\rho))}^z (\rho(z) - \min(\rho)) dz, z \geq z(\min(\rho)) \\ St = 0, z < z(\min(\rho)) \end{cases}, \quad (6)$$

v_{*0} – константа, имеющая размерность и характерный порядок динамической скорости.

Второе слагаемое в масштаб турбулентности вводится как внешний дополнительный параметр z_0 . В конечном виде k_w принимается в форме:

$$k_w = (\kappa(z + z_0))^2 \frac{\partial V}{\partial z} (1 + \alpha St)^{-\beta}. \quad (7)$$

Для расчёта k_u находится минимальная глубина, на которой выполняется следующее условие:

$$\frac{1}{z} \int_0^z \rho(z) dz < \rho(z + dz). \quad (8)$$

Эта глубина считается глубиной неустойчивого слоя z_{mix} , а интеграл ρ_M

$$\rho_M = \frac{1}{z_{mix}} \int_0^{z_{mix}} \rho(z) dz, \quad (9)$$

плотностью перемешанного слоя.

Далее рассчитывается интегральная функция неустойчивости Ut и k_u :

$$\begin{cases} Ut = \frac{g}{\rho_0} \int_0^z (\rho(z) - \rho_M) dz, z \leq z_{mix} \\ Ut = 0, z > z_{mix} \end{cases}, \quad (10)$$

$$k_u = \gamma_{z_{mix}} \sqrt{Ut}. \quad (11)$$

Третья глава посвящена тестированию параметризации (4) – (11) (далее ТП-схема) в локальной модели океана по данным автоматических измерительных станций. Всего было проведено 4 серии экспериментов для 4-х буев со следующими координатами:

1. ПАРА – 50° с.ш., 145° з.д., длительность каждого эксперимента в серии – 7 месяцев (июнь - декабрь 2007 г.).
2. КЕО – 32° с.ш., 145° з.д., длительность каждого эксперимента в серии – 10 месяцев (июнь 2004 г. - март 2005 г.).
3. ТАО-1 – 15° с.ш., 38° в.д., длительность каждого эксперимента в серии – 10 месяцев (январь-октябрь 2007 г.).
4. ТАО-2 – 5° с.ш., 95° з.д., длительность каждого эксперимента в серии – 5 месяцев (ноябрь 2002 г. - март 2003 г.).

Каждая серия состояла из 5 экспериментов, в которых модель верхнего слоя океана использовала следующие схемы расчета коэффициента турбулентной диффузии: ТП, РР [Pacanovsky, Philander, 1981], КРР [Large et al, 1994], В [Blanke, Delecluse, 1993], ВЕ [Burchard, Baumert, 1995].

Для расчета турбулентных потоков тепла, влаги и импульса из атмосферы по метеорологическим данным использовался метод COARE3.0

[Fairall, 2003]. Начальные условия по температуре и солёности задавались с помощью формул Китайгородского – Миропольского [Китайгородский, 1970].

$$\Theta(z), S(z) = \begin{cases} F_s, z \leq h_m \\ F_s - (F_s - F_b)M(\delta), h_m < z < h_b \end{cases}, \quad (12)$$

$$\delta = \frac{(z - h_m)}{(h_b - h_m)}, \quad (13)$$

$$M(\delta) = \frac{8}{3}\delta - 2\delta^2 + \frac{1}{3}\delta^4. \quad (14)$$

Где F_s , F_b – значения на поверхности и нижней границе (h_b), задавались по данным наблюдений; h_m – толщина перемешанного слоя, подбиралась исходя из имеющихся измерений на глубинах.

На нижней границе для всех переменных принималось условие отсутствие турбулентного потока. При включении схемы в модель океана значения переменных на нижней границе деятельного слоя океана заимствуются из модели океана.

Полученные результаты показали, что модель верхнего слоя океана, вне зависимости от используемого способа расчёта коэффициента турбулентной диффузии, успешно воспроизводит эволюцию температуры. Локальный обмен пресной водой через поверхность практически не определяет наблюдающиеся изменения солёности, вследствие чего не удалось реалистично рассчитать как её сезонный ход, так и вертикальную структуру. В связи с тем, что на буюх не проводились глубинные измерения скорости и направления течений, не удалось оценивать качество воспроизведения диффузии импульса.

Общую тенденцию поведения схем можно описать следующим образом: КРР показывает наименьший квазиоднородный слой, и, как следствие, самые высокие поверхностные значения всех переменных. Схема РР демонстрирует максимальную глубину проникновения импульса, что обеспечивается малыми, относительно других схем, градиентами скорости в слое скачка. Результаты схем ТП, В и ВЕ примерно одинаковы и имеют тенденцию к углублению перемешанного слоя. Приведённые оценки (табл. 1) показывают некоторое преимущество этих схем. В двух случаях наименьшая среднеквадратическая ошибка у ТП схемы (буи РАРА, ТАО-1), в двух других у В (КЕО) и ВЕ (ТАО-2). Данные результаты позволяют сделать следующий вывод: модифицированный алгоритм на основе теории подобия позволяет воспроизводить вертикальную структуру температуры в верхнем слое океана в целом лучше, чем другие часто применяемые схемы.

Таблица – 1 Среднеквадратические ошибки воспроизведения температуры (° C).

	РР	КРР	В	ВЕ	ТП
РАРА	0.25	0.35	0.25	0.26	0.23
КЕО	1.22	1.19	1.04	1.08	1.20
ТАО-1	0.61	0.71	0.62	0.65	0.60
ТАО-2	0.42	0.38	0.39	0.38	0.4

В четвертой главе описывается дальнейшая модификация схемы, основанной на теории подобия, и её применение в модели циркуляции водных масс и морского льда Балтийского моря.

Гидрологический блок данной модель [Неелов, 1982; Neelov, 2003; Мутберг, 2010] основан на системе полных трехмерных уравнений гидротермодинамики океана в приближениях гидростатики и Буссинеска.

Верхняя граница предполагалась свободной поверхностью, для которой интегрировалось уравнение для отклонения уровня от её среднего значения. Потоки из атмосферы рассчитывались по экспериментальным данным метеорологической модели HIRLAM.

На нижней границе задавалось условия трения, тепло и соле-изоляция.

Блок циркуляции льда основан на нелинейных уравнениях модели вязко-пластичной реологии Хиблера [Hibler, 1979; Hibler 1987, Holland, 1993] описывающих динамику и термодинамику снежно-ледяного покрова.

Уравнения в сферической системе координат аппроксимировались методом конечных разностей на разнесенной сетке Мезингера-Аракавы (сетка "В"). Адвективные члены рассчитывались с помощью направленных разностей против потока с добавлением антидиффузионного члена, который компенсирует счетную вязкость. Конвективные и турбулентные члены аппроксимировались центральными разностями. Применялась полунеявная схема интегрирования по времени. Итерационным методом рассчитывалась эволюция свободной поверхности, прогонка использовалась для вычисления вертикальных турбулентных потоков тепла, соли и импульса. Горизонтальный шаг используемого варианта модели составлял 5 миль, область интегрирования представлена на рис.1. По вертикали использовалась z-система координат с 35-ю уровнями по вертикали. В слое от 0 до 15 метров $dz=3$ м., от 15 до 100 метров $dz=5$ м., далее $dz=10$ м.

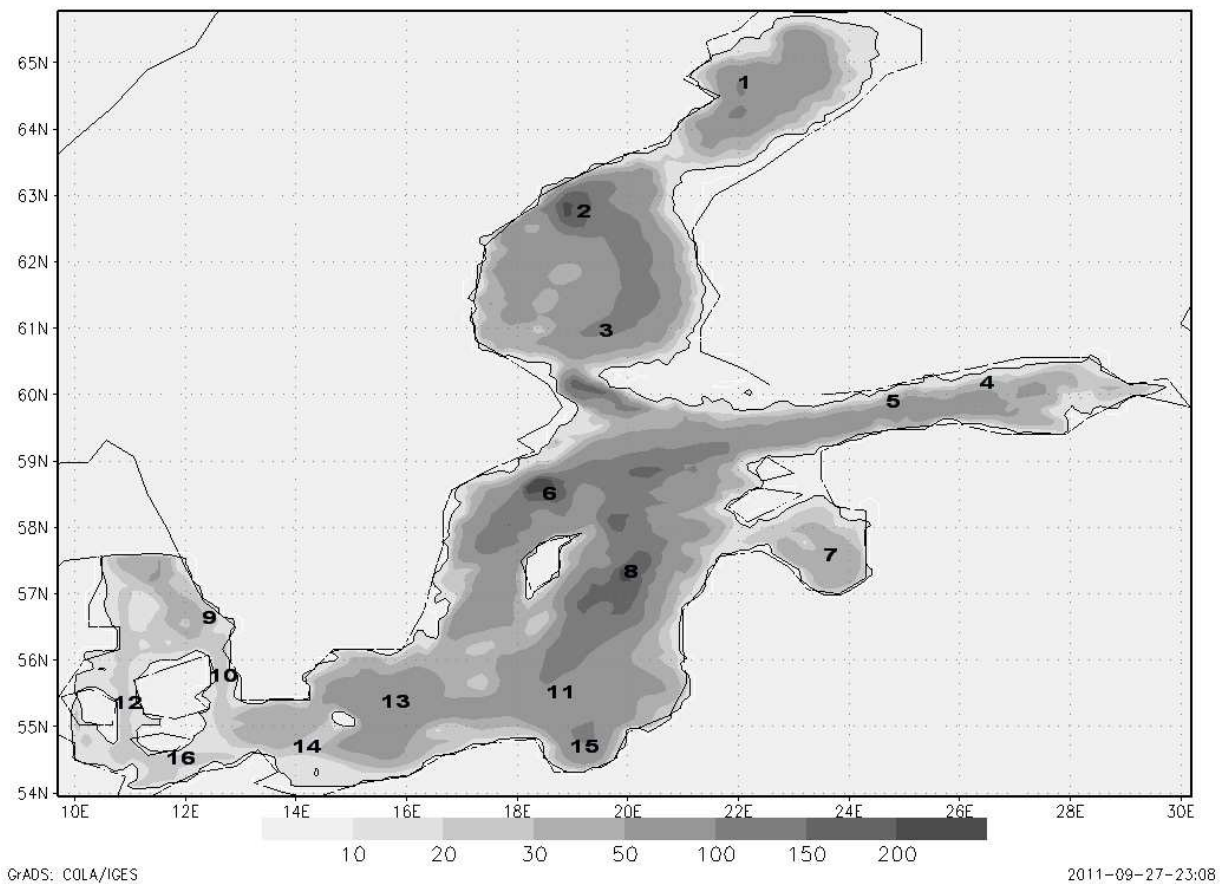


Рисунок 1 — Рельеф дна области интегрирования, месторасположение станций

В некоторых частях моря возможен сильный горизонтальный перенос массы на глубинах, вследствие чего неустойчивость возникает не на поверхности, а внутри столба воды. Поэтому, перед включением в трёхмерную модель, схему необходимо было дополнить с учётом этого эффекта. Заметим, что для условий открытого океана такая ситуация нетипична.

С этой целью был изменен способ расчёта k_u . В новом варианте предполагается возможность существования в столбе воды нескольких неустойчивых слоёв. Их поиск осуществляется следующим образом: от поверхности воды (которая считается верхней границей возможного неустойчивого слоя, z_b) ищется минимальная глубина удовлетворяющая следующему условию:

$$\frac{1}{z} \int_{z_b}^z \rho(z) dz < \rho(z + dz). \quad (15)$$

Точка, в которой (15) выполняется, считается нижней границей неустойчивого слоя (z_l), для которого находится средняя плотность, функция неустойчивости и k_u ,

$$\rho_M = \frac{1}{zl - zb} \int_{zb}^{zl} \rho(z) dz, \quad (16)$$

$$Ut = \frac{g}{\rho_0} \int_{zb}^{zl} (\rho(z) - \rho_M) dz, \quad (17)$$

$$k_u = \gamma(zl - zb) \sqrt{Ut}. \quad (18)$$

Найденная zl – принимается также верхней границей следующего неустойчивого слоя (т.е. zb), и вся процедура поиска zl , ρ_M , Ut , k_u , уже для нового слоя, продолжается дальше.

В случае N -устойчивых уровней, получится, что, следуя алгоритму (15)-(18), (формально!) будет существовать N - неустойчивых слоёв, ρ_M каждого из них равна непосредственно самой плотности уровня. Тогда $Ut=0$, и $k_u=0$. Границы неустойчивых слоёв совпадают с границами уровней.

Можно показать, что (15) – (18) является обобщением (8) – (11). В случае если поток массы поступает только через верхнюю границу (т.е. неустойчивость образуется на поверхности), оба варианта дадут одинаковые результаты.

Была проведена серия из 2-х экспериментов. В первом (в дальнейшем В-эксперимент) применялся исходный вариант модели, где расчёт k осуществлялся схемой на основе уравнения кинетической энергии турбулентности. Во втором эксперименте (ТП-эксперимент) использовалась схема, основанная на теории подобия.

Оба эксперимента проводились на срок 30 лет, с 1970 по 2000 год. Сравнение результатов расчётов проводилось с данными, полученными за вышеуказанный период на 16-ти станциях, которыми проводились профильные измерения температуры и солёности. Расположение станций показано на рис. 1. Из рассчитанных моделью полей был получен климатический сезонный ход переменных в точках с координатами станций на соответствующих данным наблюдений глубинах.

Оценивая в целом результаты эксперимента, необходимо принять во внимание особенности гидрологического режима Балтийского моря. Данный водоём имеет большой избыток пресной воды, образующийся за счёт осадков и речного стока. Наиболее крупные реки (Нева, Нарва, Западная Двина, Неман, Висла, Одра) впадают в восточную и южную части Балтийского моря, из-за чего в этих районах образуется повышение уровня моря. Избыточная опресненная вода на поверхности уходит через датские проливы в Северное море, из которого глубинным течением поступает солёная вода. Таким образом, в южной и западной части Балтийского моря адвекция значительно сильнее, чем в остальных частях, наиболее слабый горизонтальный перенос наблюдается в Ботническом заливе. Вследствие этого значимость процессов обмена с атмосферой и турбулентной диффузии в формировании полей гидрологических характеристик не одинакова в разных районах Балтики. В северной, восточной и центральной части данные процессы в большей степени определяют эволюцию температуры, поэтому

наибольшая разница в экспериментах наблюдалась для станций, расположенных в этом районе (станции 1 – 8). Основываясь на суммарной среднеквадратической ошибке, представленной в табл. 2, можно утверждать, что в этих точках ТП-эксперимент воспроизвёл температурный режим ближе к наблюдениям, чем В-эксперимент (в 10-ти точках ошибка меньше у ТП-эксперимента, в 2-х ошибка меньше у В-эксперимента, и в 4-х точках ошибки примерно равны). Наибольшие изменения при замене схемы турбулентного перемешивания произошли в летние и осенние месяцы. Зимой и ранней весной результаты экспериментов достаточно близки. Данный факт достаточно хорошо показывает свойства обеих схем. Как уже было сказано, схемы, основанные на уравнение кинетической энергии турбулентности, достаточно успешно воспроизводят процессы в слабо стратифицированной среде. К началу зимы Балтийское море становится однородным практически по всей глубине вследствие конвективной неустойчивости, происходящей из-за выхолаживания поверхности и ледообразования. Дополнительным механизмом гомогенности является сильное динамическое перемешивание за счёт сильных штормов в конце осени. По мере увеличения прогрева поверхности моря летом и весной в квазиоднородном слое образуется термоклин с большими градиентами плотности. Феноменологическая ТП-схема использует для воспроизведения диффузии в слое скачка функцию на основе данных наблюдений, не пытаясь явно воспроизводить плохо изученные механизмы этого процесса. Это позволяет данной схеме достаточно успешно воспроизводить температурный режим в условиях малого динамического воздействия и сильного прогрева.

Таблица – 2 Суммарная, по всем глубинам, среднеквадратическая ошибка воспроизведения температуры, (° С).

Номер станции	1	2	3	4	5	6	7	8
Ошибка В-эксперимента	1.5	1.	1.	1.5	1.4	0.7	1.5	0.8
Ошибка ТП-эксперимента	1.	0.7	0.7	1.2	1.3	0.5	1.3	0.8
Номер станции	9	10	11	12	13	14	15	16
Ошибка В-эксперимента	0.8	1.1	1.1	1.2	1.	1.2	1.1	1.1
Ошибка ТП-эксперимента	0.7	1.1	1.3	1.2	1.3	1.	1.1	1.

Эволюция полей солёности в Балтийском море определяется стоком рек и переносом из Северного моря. Сезонные изменения профилей, как в экспериментальных данных, так и в эмпирических, были заметны только для точек 9, 10, 12, 16, которые находятся в районе датских проливов. Очевидно,

что наблюдаемая изменчивость связана не с изменением баланса пресной воды на поверхности, а с затоками солёной воды через проливы. Поэтому неудивительно, что оба эксперимента показали примерно одинаковые результаты. Приведённая суммарная ошибка, представленная в табл. 3, позволяет говорить, что более успешным был ТП-эксперимент (в 8-ми точках ошибка меньше у ТП-эксперимент, в 6-ти у В-эксперимента, и в 2-х ошибки равны).

Таблица —3 Суммарная, по всем глубинам, среднеквадратическая ошибка воспроизведения солёности, (промилле).

Номер станции	1	2	3	4	5	6	7	8
Ошибка В-эксперимента	0.8	0.3	0.2	1.1	1.4	1.	0.7	1.2
Ошибка ТП-эксперимента	1.3	0.4	0.3	0.6	1.	0.7	0.6	1.3
Номер станции	9	10	11	12	13	14	15	16
Ошибка В-эксперимента	1.9	3.8	1.8	2.1	1.9	1.9	1.2	2.9
Ошибка ТП-эксперимента	1.7	3.9	1.3	1.8	2.1	1.9	1.	2.9

Всё выше написанное позволяет утверждать, что использование схемы, основанной на теории подобия, в модели Балтийского моря позволило улучшить расчет гидрологического режима данного водоёма.

В заключении сформулированы основные результаты работы:

1. Предложенные ранее соображения о возможности применения теории подобия к верхнему слою океана в данной работе получили конкретную формулировку в виде разработанных алгоритмов и программ, пригодных для включения в прогностические модели океана. Схема дополнена алгоритмами, уточняющими поведение модели в случае конвективной неустойчивости. Разработанная параметризация исключительно проста. Она основана на общих соображениях теории подобия и экспериментальных данных.
2. Проведена серия экспериментов с моделью верхнего слоя, подтверждающих, что предложенная схема работает в целом лучше, чем другие, наиболее часто применяющиеся параметризации.
3. Самостоятельную ценность имеет массовое сопоставление результатов моделирования по различным наиболее популярным схемам и сравнение результатов с профильными наблюдениями. Показано, что все схемы, в общем, дают сходные результаты, однако

предложенная параметризация в целом несколько повышает точность воспроизведения эволюции температуры, и в особенности поверхностной температуры. По сравнению с дифференциальными моделями, которые требуют введения остаточных произвольных значений коэффициента турбулентности в слое скачка, данная схема воспроизводит плавное затухание коэффициента турбулентного перемешивания в термоклине и таким образом описывает взаимодействие верхнего слоя океана с глубинами.

4. Проведена серия долгосрочных экспериментов с моделью Балтийского моря, в которой использовались предложенная параметризация и модель, основанная на уравнении эволюции кинетической энергии турбулентности. Показано, что применение схемы, основанной на теории подобия, позволило в целом улучшить воспроизведение вертикального распределения температуры и солёности.

Публикации по теме диссертации

Статьи в изданиях из списка ВАК

1. Булгаков К.Ю., Молчанов М.С. Испытание схемы турбулентного перемешивания, основанной на теории подобия, в модели Балтийского моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. – 2011. – Т.14, № 4. – С. 71–79.
2. Булгаков К.Ю. Расчеты эволюции верхнего слоя океана, основанные на теории подобия // *Океанология*. – 2012. – Т.52, №2. – С. 1–13.

Публикации в материалах конференций

3. Булгаков К.Ю. Модификация схемы верхнего слоя океана, основанной на теории подобия // *труды второй молодежной конференции “Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики”* 12 – 14 октября 2011 года. – СПб.: ОАО “Океанприбор” – 2011. – С.212 – 215.