

Проблемы моделирования гидрологических полей в арктических морях

В. А. Соколов¹, кандидат физико-математических наук,

В. М. Грузинов², доктор географических наук

Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова

В статье анализируются отдельные недостатки моделирования физических процессов в арктических морях, связанные с расчетами плотности морской воды, параметризацией процессов плотностной конвекции, отсутствием в моделях учета свойства консерватизма водных масс, влияющего на формирование гидрологических фронтальных зон. Рассмотрены вопросы сопоставления результатов моделирования термохалинных полей арктических вод с данными натурных наблюдений, а также варианты их возможных решений за пределами и внутри зон термохалинных фронтов.

Ключевые слова: арктические моря, водные массы, фронтальные зоны, моделирование, перемешивание, циркуляция вод.

Подведение итогов международного проекта по сравнению результатов моделирования гидрологических полей в арктических морях показало, что задаваемый в анализируемых моделях циркуляции морских вод унифицированный форсинг привел к решениям, отличным друг от друга и от исследуемых характеристик природной среды в рассматриваемом тестовом районе арктических вод. Кроме того, зависимость полученных результатов от пространственно-временного разрешения моделей не оказывала принципиального влияния на вид исследуемых осредненных решений. Совокупность полученных результатов различных численных решений позволила заключить, что проблемы моделирования гидрологических полей в арктических морях прежде всего связаны с несовершенством физического описания процессов в морской арктической среде [1].

Недостатки расчетов плотности в циркуляционных моделях и причины, способствующие их усилению в арктических морях

Плотность морской воды является нелинейной функцией температуры T , солености S и давления P , которая достигает максимума при постоянных значениях T и S в пределах расчетного объема. Это свойство проявляется при перемешивании морской воды до однородного состояния. В океанографической

литературе оно получило название уплотнения морских вод при смешении [2; 3], которое можно представить в следующей математической форме:

$$\Delta\rho = \rho(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P}) - \overline{\rho(T, S, P)} \geq 0, \quad (1)$$

где $\rho(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P})$ — плотность, рассчитанная при однородных по рассматриваемому объему значениях T, S , равных их средним величинам по этому объему; P — давление; $\overline{\rho(T, S, P)}$ — среднее по объему значение плотности, полученное с учетом изменяемых в пределах расчетного объема значений T, S, P .

Соотношение (1) преобразуется из неравенства в равенство только в условиях однородности T, S в пределах исследуемого объема морских вод. Оно представляет собой частный случай известного в математике положения — средняя величина нелинейной функции не равна значению этой функции от средних значений ее аргументов. Физическое объяснение (1) связано с нелинейной зависимостью плотности от T, S (здесь и далее влиянием горизонтальной неоднородности давления P на расчеты плотности можно пренебречь вследствие малости их вклада в эти расчеты). Во всех современных моделях циркуляции морских вод расчеты плотности осуществляются методом подстановки в выбранную форму нелинейного уравнения состояния морской воды (УСМВ) значений T, S, P , полученных в узлах расчетной сетки, с последующим вычислением плотности по значениям этих величин внутри единичных расчетных сеточных объемов. При таком методе плотность в пределах указанных сеточных объемов

¹ e-mail: vasokolov@inbox.ru.

² e-mail: polarf@meteo.ru.

определяется без учета существующих в них градиентов T, S , поэтому вместо значения $\rho(T, S, P)$ рассчитывается $\rho(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P})$, превышающее согласно (1) первую характеристику на величину систематической ошибки $\Delta\rho$, возрастающей с ростом градиентов T, S внутри расчетных объемов. Причина появления этой ошибки связана с происхождением нелинейных УСМВ, которые создавались для расчета плотности в точках проведения наблюдений T, S, P , где масштаб осреднения измеряемых величин определялся линейными размерами регистраторов T, S измерений (10^{-2} м) и продолжительностью единичных измерений (0,1—1 с) [2; 3; 6; 7]. Эти уравнения представляют собой нелинейные полиномы разложения плотности в ряд Тейлора, в которых коэффициенты разложения определяются эмпирически в лабораторных условиях [2; 3].

Кроме того, при выводе таких УСМВ использовалось допущение, что в масштабе осреднения измерений неоднородности T, S, P пренебрежимо малы по сравнению с регистрируемыми в точках наблюдений величинами T, S, P (условие квазиоднородности наблюдений). В результате во всех нелинейных УСМВ эмпирического происхождения [2; 3; 6; 7] отсутствуют производные T, S , учитывающие их неоднородности. К тому же типу уравнений относится нелинейное УСМВ [8], полученное из уравнений термогидродинамики для процессов малых масштабов осреднения, где также отсутствует учет производных T, S . Все перечисленные нелинейные УСМВ имеют локальную природу и потому далее будут называться локальными нелинейными УСМВ (ЛНУСМВ). Адаптированные к использованию в численных моделях нелинейные УСМВ [9; 10] представляют собой алгоритмизированные варианты ранее разработанных ЛНУСМВ, в связи с чем они также принадлежат к классу ЛНУСМВ.

Характерные масштабы процессов гидрологических полей, описываемые в современных циркуляционных моделях [4; 5], на четыре-шесть порядков и более превосходят масштабы осреднений, для которых разрабатывались ЛНУСМВ. По этой причине использование подобных уравнений для расчетов плотности в моделях циркуляции морских вод без проведения процедуры осреднения (аналога процедуры осреднения уравнений сохранения импульса жидкости Навье — Стокса, преобразующей их в уравнения Рейнольдса [11—13]) является физически некорректной операцией, приводящей к появлению в расчетах плотности систематических ошибок [14; 15]. Кроме того, при моделировании циркуляционных процессов в зонах гидрологических фронтов принципиально не выполняется используемое при выводе ЛНУСМВ требование квазиоднородности T, S в рассматриваемых масштабах осреднения. Это несоответствие условий вывода и условий использования ЛНУСМВ, влекущее за собой ошибки в расчетах плотности, наиболее сильно проявляется в зонах гидрологических фронтов. В них изменения

T, S на шаге расчетной сетки могут быть не только значимы, но и соизмеримы со значениями величин в соседних сеточных узлах.

Обратимся теперь к результатам публикаций количественных оценок систематических ошибок расчетов плотности морской воды ρ , связанных с использованием в циркуляционных моделях ЛНУСМВ. Массовая оценка таких ошибок была проведена на основе расчетов, проводимых по климатическому массиву гидрологических наблюдений, размещенных в районе Ньюфаундленда, пересекаемого гидрологическим фронтом Гольфстрима [14]. Расчеты проводились на 18 гидрологических горизонтах, расположенных в слое от поверхности до 1500 м на площади, содержащей на рассматриваемых горизонтах несколько сотен одноградусных расчетных ячеек. В каждой точке натурных T, S наблюдений по различным вариантам ЛНУСМВ [3; 6; 9] рассчитывалась плотность морской воды ρ (расчеты плотности *in situ*), после чего по единой методике для каждой горизонтальной ячейки на всех 18 горизонтах проводился расчет средних значений температуры, солёности и плотности $\bar{T}, \bar{S}, \rho(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P})$. Затем на основе тех же нелинейных ЛНУСМВ, но уже по полученным для одноградусных ячеек значениям \bar{T}, \bar{S} проводился расчет плотности $\rho(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P})$. Далее на всех горизонтах во всех одноградусных ячейках по формуле (1) определялись значения $\Delta\rho$. Для выяснения вклада ошибок определения плотности в расчеты геострофической циркуляции для каждого рассмотренного варианта ЛНУСМВ по полученным на его основе значениям $\rho(T, S, P)$ и $\rho(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P})$ проводился расчет геострофических течений относительно горизонта 1500 м [2]. Из анализа полученных результатов следовало [14]:

- соотношение (1) выполнялось во всех одноградусных квадратах, общее число которых на 18 горизонтах превышало 7000;
- величина $\Delta\rho$ возрастала с ростом пространственных неоднородностей T, S , достигая максимума в зоне Гольфстрима, где ее значения изменялись в диапазоне от 3 до 11 единиц условной плотности [2; 3], что в 3—11 раз превышало точность расчетов плотности по этим ЛНУСМВ;
- входящие в расчеты $\rho(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P})$ систематические ошибки положительного знака, возрастающие с ростом пространственной неоднородности термохалинных полей, приводили к ошибкам в расчетах геострофических течений, которые в зоне Гольфстрима вызывали увеличение геострофических скоростей на 10—15%.

Аналогичные результаты, полученные по расчетным модельным значениям термохалинных полей [4], опубликованы в [15].

Из обзора публикаций следует, что применение в циркуляционных моделях для расчетов плотности ЛНУСМВ является физически некорректной операцией [11—13], поскольку все уравнения этого типа выводились для использования в процессах много

меньших масштабов осреднений в предположении квазиоднородности термохалинных полей в рассматриваемом масштабе осреднения. Это несоответствие условий вывода ЛНУСМВ условиям их применения при моделировании процессов в морских гидрологических полях является причиной появления в расчетах плотности систематических ошибок положительного знака. В циркуляционных моделях количество этапов расчетов плотности и связанных с ними этапов диагностических расчетов течений определяется количеством временных шагов, которое изменяется в пределах от сотен до тысяч. В силу нелинейности циркуляционных моделей эти ошибки должны накапливаться с ростом количества временных шагов. Из этого следует, что зоны гидрологических фронтов в циркуляционных моделях являются зонами закачки в моделируемую систему доступной потенциальной энергии, которая при длительной аккумуляции (климатическое моделирование) может приводить к существенным искажениям расчетных значений гидрологических полей.

Для исключения описанных ошибок следует в соответствии с рекомендациями [11—13] провести над выбранным для моделирования типом ЛНУСМВ операцию осреднения. Проведение такой процедуры изменит вид осредняемого уравнения, вводя в него новые члены с градиентами T , S , минимизирующие появление отмеченных ошибок. В арктических морях перечисленные выше ошибки традиционного метода расчета плотности в циркуляционных моделях должны значимо возрастать. Последнее связано с тем, что в арктических морях используемая при выводе ЛНУСМВ гипотеза квазиоднородности T , S повсеместно не выполняется, а средняя по площади величина градиентов термохалинных полей, нормированных на средние значения T , S (параметр, определяющий описанные выше величины ошибок в расчетах плотности), в несколько раз выше, чем в средних широтах Северной Атлантики, где проводились количественные оценки ошибок в расчетах плотности. Поэтому применение неосредненных ЛНУСМВ при моделировании гидрологических процессов в арктических морях приводит к еще большим ошибкам в расчетах плотности и плотностных течений, чем показанные в приведенном выше обзоре.

Для устранения этих недостатков перед проведением модельных расчетов следует провести процедуру осреднения выбранного для определения плотности ЛНУСМВ по методике [15], после чего плотность в циркуляционной модели следует рассчитывать по полученному осредненному УСМВ.

О роли процессов конвективного перемешивания морских вод в моделировании гидрологических полей

Во всех современных циркуляционных моделях закон сохранения импульса жидкости в направлении вертикальной оси используется в упрощенной форме гидростатического приближения [2—5]. Это

приближение, полученное при пренебрежении членами с вертикальной скоростью, исключает из рассмотрения моделируемых процессов вертикальную плотностную конвекцию. Скорости конвективных движений морских вод характеризуются величинами 10^{-5} — 10^{-4} м/с, что на два порядка превышает характерные величины скоростей вертикальных движений жидкости, получаемые из уравнения неразрывности [2]. Последнее означает, что в циркуляционных моделях в пределах точности оценок вертикальных скоростей фактически описываются не трехмерные, а плоские горизонтальные движения жидкости. Наличие в моделях циркуляции членов, описывающих процессы энергообмена океана с атмосферой, приводящие в поверхностном слое морской среды к появлению отрицательных вертикальных градиентов плотности (инверсии плотности), вынуждает авторов этих моделей вводить в них механизмы параметризации процессов вертикальной плотностной конвекции, ликвидирующих эту инверсию.

Наиболее распространенный алгоритм параметризации плотностной конвекции связан со скачкообразным увеличением коэффициента вертикального турбулентного перемешивания (на порядок и более) в момент появления в расчетной точке инверсии плотности [4]. Этот прием за счет резкого увеличения интенсивности процесса вертикального турбулентного перемешивания удаляет вертикальные неоднородности гидрологических полей, включая плотностную инверсию, но при этом имеет побочные эффекты. Они связаны с появлением на горизонтах искусственной интенсификации вертикального перемешивания T , S , ρ маловероятных сглаженных характеристик. В природе этот эффект отсутствует, поскольку перемешанные воды, приобретающие в этом процессе дополнительную плотность (уплотнение морских вод при смешении), под воздействием поля силы тяжести перемещаются конвективными течениями на нижние горизонты.

Следует также иметь в виду, что в модельных расчетах инверсия плотности может возникать в результате наличия систематических ошибок расчетов плотности, описываемой соотношением (1), в районах образования гидрологических фронтов. Подобные ошибки возникают в местах расположения языков теплых соленых вод Норвежского течения, поступающих из Северной Атлантики и перемещающихся в восточном направлении вдоль арктического побережья. Присутствие этих вод в пределах расчетных ячеек приводит к появлению значимых ошибок в расчетах плотности $-\Delta\rho$ положительного знака, поскольку во всех моделях вместо значений $\rho(T, S, P)$ рассчитываются величины $\rho(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P})$. Ошибочное увеличение плотности на величину $\Delta\rho$ может приводить к инверсии плотности, запускающей процесс параметризации вертикальной конвекции. Этот процесс, приводящий к удалению всех вертикальных неоднородностей в слое вертикального турбулентного перемешивания, приводит

к исчезновению языка теплых соленых атлантических вод, присутствующего в моделях в виде начальных и граничных условий исходных значений термохалинных полей. Приведенный пример объясняет причину сложности получения в циркуляционных моделях подповерхностных языков теплых соленых вод. Наши рекомендации в этой ситуации таковы:

- расчет плотности проводить на основе нелинейного УСМВ, прошедшего процедуру осреднения [15];
- если эта мера не поможет и язык теплых соленых подповерхностных вод в результатах моделирования будет размываться, следует сменить модель параметризации конвективного перемешивания морских вод.

Свойство консерватизма водных масс и возможности его использования в циркуляционных моделях

Водные массы (ВМ) представляют собой крупномасштабные трехмерные объемные образования, характеризующиеся на T, S, z диаграммах, построенных в пространстве T, S координат, постоянством закона изменений T, S с глубиной [3]. ВМ характеризуются также постоянством содержания в них растворенного кислорода, растворимых примесей, постоянством биогенных субстанций, оказывающих влияние на цвет этих вод и т. д. Соседствующие ВМ взаимодействуют в разделяющих их контактных слоях, называемом фронтом ВМ, в пределах которого происходят резкие изменения характеристик и перемешивание их вод. Происходящие в пределах гидрологических фронтов процессы перемешивания вод приводят к увеличению их плотности, которое вызывает конвективное перемешивание этих вод. Время жизни ВМ представляется весьма продолжительным. При средних масштабах ВМ по горизонтали порядка 10^6 м и по вертикали $(4-6) \cdot 10^2$ м скорости конвективных перемещений, обеспечивающих механизм удаления перемешанных вод с внешней поверхности ВМ порядка $10^{-5}-10^{-4}$ м/с, получим, что время жизни ВМ изменяется в интервале от нескольких десятков до нескольких сотен лет. Эта оценка хорошо согласуется с временем жизни ВМ, полученным на основе оценок времени существования в них различных биологических фракций, трансформируемых глобальным океанским конвейером [18]. При средней скорости горизонтальных перемещений ВМ в толще вод Мирового океана порядка $0,01-0,02$ м/с получается, что ВМ могут удаляться в пространстве от места своего образования на десятки тысяч километров. Это свойство сохранения характеристик ВМ во времени и пространстве получило название свойства консерватизма ВМ (СКВМ). В океанографии оно используется при интерполяции гидрологических полей, когда в окрестности масштаба осреднения расчетной точки недостаточно исходных данных наблюдений. В этом случае к интерполяционным расчетам в точках с недостатком данных привлекаются наблюдения, расположенные

за пределами масштаба интерполяционного радиуса осреднения на расстоянии до нескольких десятков миль, при этом статистический вес таких наблюдений уменьшается обратно пропорционально квадрату их расстояния до расчетной интерполируемой точки. Физическое обоснование этой операции связано с тем, что свойства ВМ в распределенных случайным образом точках наблюдений практически не зависят от столь незначительных изменений их положения во времени и пространстве.

При проведении $T-S$ анализа станции гидрологических наблюдений представляются на плоскости T, S координат в виде их T, S, z диаграмм. Построение таких диаграмм по данным исследуемого района приводит к образованию в плоскости T, S координат одного или нескольких пучков таких диаграмм [3]. При сечении этих диаграмм горизонтом $z = \text{const}$ в пространстве $T-S$ координат, связанном с секущей плоскостью, образуется сгущение точек, называемых кластерами. Нетрудно математически доказать, что каждой ВМ на T, S, z диаграмме при сечении ее горизонтальной плоскостью будет соответствовать свой кластер.

Сечение T, S, z диаграмм горизонтальной плоскостью на глубинах расположения максимумов этих диаграмм (глубины расположения термохалинных индексов [3]) также приводят к появлению кластеров на плоскости $T-S$ координат. Если же учесть, что каждый термохалинный индекс является предельным случаем расположенных выше и ниже его ВМ, то справедливо и обратное утверждение — каждому кластеру на плоскости $T-S$ координат, связанной с исследуемым горизонтом, соответствует своя ВМ. Эти же кластеры могут быть получены при нанесении на плоскость $T-S$ координат T, S данных наблюдений, измеренных на исследуемом горизонте. Если для каждой точки в пространстве $T-S$ координат определить величину ее статистического веса, учитывающего количество данных, приходящихся на исследуемом горизонте на единицу его площади, затем разделить площадь $T-S$ координат на ячейки с шагом $\Delta T, \Delta S$ и далее провести подсчет количества точек, попавших в каждую ячейку плоскости T, S с учетом их статистических весов, далее нанести изолинии равных частот попадания данных наблюдений в каждую ячейку сетки на плоскости T, S координат и провести нормировку статистических весов данных наблюдений, дающих в сумме 100%, то в итоге получим гистограмму совместной функции плотности вероятности $T-S$ наблюдений (гистограмму СФПВ $T-S$), несущей информацию о вероятности появления в исследуемом морском регионе на анализируемом горизонте $z = \text{const}$ произвольной комбинации T, S значений в пределах диапазона изменений $\Delta T, \Delta S$. Подробное описание технологии построения гистограмм СФПВ $T-S$ и способов эмпирической проверки их устойчивости по отношению к исходному объему данных наблюдений, приведены в [19; 20].

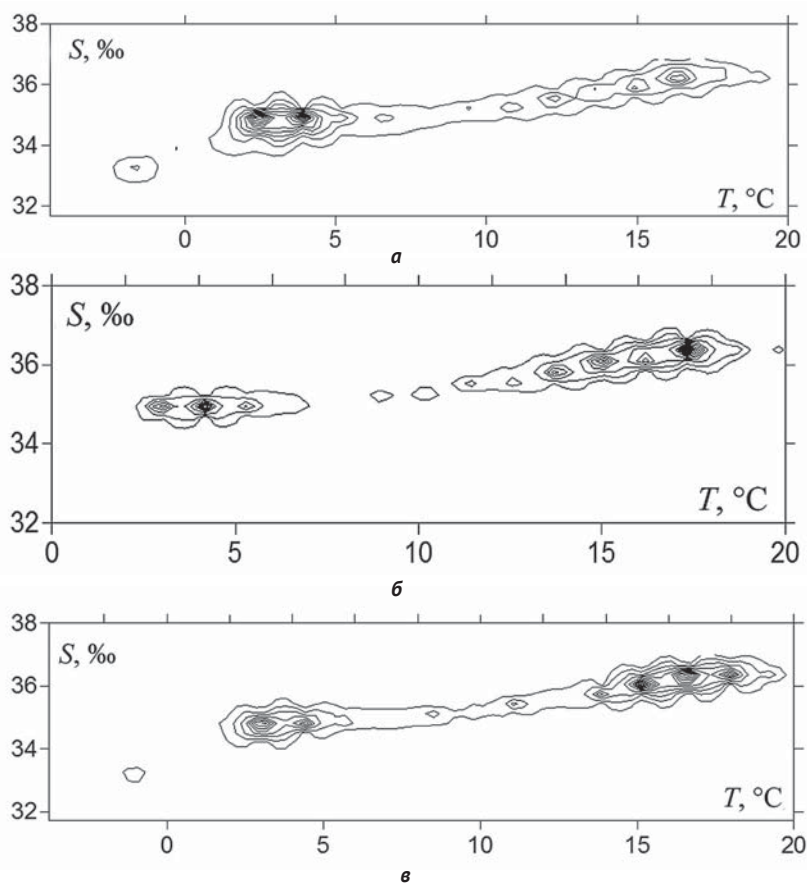


Рис. 1. Гистограммы СФПВ T - S на горизонте 100 м по данным климатических наблюдений в Северной Атлантике летнего сезона в районе $38-48^\circ$ с. ш., $40-50^\circ$ з. д. за временные интервалы: a — 1942–1976 гг., $б$ — 1977–1998 гг., $в$ — 1999–2011 гг.

На рис. 1 представлен пример разработки таких гистограмм, построенных по климатическим массивам данных T , S наблюдений летнего сезона на горизонте 100 м для масштаба пространственного осреднения 30 морских миль на уровне доверительного интервала 90%, выбранного для подавления на гистограммах СФПВ T - S шумового фона случайных ошибок исходных данных наблюдений. При построении гистограмм использовались климатические массивы T , S наблюдений, полученных в Северной Атлантике на площади десятиградусной трапеции с границами $38-48^\circ$ с. ш., $40-50^\circ$ з. д. за интервалы трех мультидекадных фаз изменений климата — похолодания 1942–1976 гг., потепления 1977–1998 гг., начального этапа новой фазы мультидекадного похолодания Северной Атлантики 1999–2011 гг. При квазиравномерном покрытии района исследований данными наблюдений вероятностные объемы кластеров пропорциональны площадям, которые занимают их воды на исследуемом горизонте.

Через описанный район исследований проходит Северо-Атлантическое течение (CAT), являющееся северной ветвью Гольфстрима. В северо-восточной части района исследований располагаются распресненные холодные склоновые воды, следующие из Лабрадорского моря вдоль побережья Северной Америки. В фазу мультидекадного климатического похолодания 1942–1977 гг. холодные склоновые воды, следующие из Лабрадорского моря, занимали основную площадь района исследований, поскольку на их долю на гистограмме СФПВ T - S приходилось более 65% вероятностного объема всех T , S

реализаций. В этот же период в нижнем левом углу гистограммы слабо обозначен кластер вод с отрицательными температурами, соответствующий водам Лабрадорского течения. Кластер теплых вод CAT в этот период выражен не очень четко, поскольку его воды занимали не более 30% исследуемого района, располагаясь в его южной и юго-восточной части. В фазу потепления 1978–1998 гг. CAT занимало большую часть района исследований, что подтверждается доминирующим объемом кластера теплых вод на гистограмме СФПВ T - S . Это произошло в результате смещения к северу теплых вод CAT, которые вытеснили при этом большую часть холодных склоновых вод и полностью выдавили из района исследований воды Лабрадорского течения с отрицательными температурами. Последний интервал временного осреднения 1998–2011 гг. соответствует начальному этапу фазы мультидекадного похолодания. В это время произошла стабилизация вероятностного объема кластера CAT, свидетельствующая о прекращении расширения его площади в районе исследований, и появился слабовыраженный кластер холодных лабдорских вод, свидетельствующий о начале наступления фазы климатического мультидекадного похолодания.

Продолжая анализ гистограмм, приведенных на рис. 1, отметим, что отображенные на них кластеры ВМ теплых и холодных вод квазисимметричны и располагаются в направлении следования изолиний равной плотности (дополнительная информация, не обозначенная на графиках гистограмм). Третьей координатой, ортогональной к плоскости T , S гистограммы СФПВ T - S , является координата вероятности, поэтому суммарная вероятность реализации T , S значений под площадью каждого кластера определяется суммарным вероятностным объемом, получаемым на гистограмме СФПВ T - S на площади каждого кластера. Таким образом,

суммарная вероятность появления ВМ каждого кластера в исследуемом районе на анализируемом горизонте за период рассматриваемого временного осреднения определяется его суммарным вероятностным объемом.

Положение центров масс кластеров ВМ в пространстве T, S координат отличаются стабильностью во времени, несмотря на смены климатических фаз, приводящих к отмеченным выше существенным изменениям термохалинных полей исследуемого района океана на глубине анализируемого горизонта. Аналогичные результаты устойчивости положения центров масс кластеров СФПВ $T-S$ были получены авторами настоящей работы при варьировании площади исследуемого региона. В процессе этих вариаций при увеличении площади исследуемого района океана от двух до пяти раз на гистограмме СФПВ $T-S$ происходило появление новых кластеров, приводящих к уменьшению площади и вероятностных объемов старых кластеров. Эти изменения связаны с появлением в расширенной площади района исследований новых ВМ, которые не влияли на стабильность положения центров масс старых кластеров на гистограмме СФПВ $T-S$, а только уменьшали их вероятностные объемы. Последнее связано с тем, что согласно принятой нормировке общая вероятность всех ВМ на гистограмме СФПВ $T-S$ равна 100%, поэтому появление на площади гистограммы новых ВМ автоматически вызывает уменьшение вероятностных объемов старых кластеров.

Описанное свойство стабильности положений центров масс кластеров на гистограмме СФПВ $T-S$ по отношению к изменениям областей сбора данных в пространстве и времени позволяет сформулировать математическое определение свойства консерватизма ВМ (СКВМ). Оно соответствует инвариантности положения координат центров масс кластеров в пространстве $T-S$

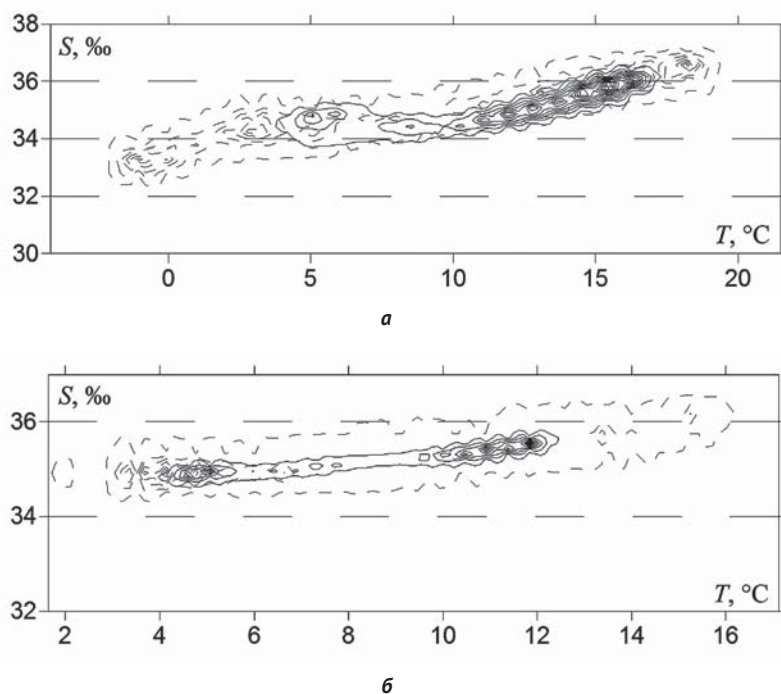


Рис. 2. Гистограммы СФПВ, построенные для летнего сезона с масштабом пространственного осреднения 15 миль по климатическому массиву данных натуральных наблюдений в районе с границами 40–50° с. ш., 40–50° з. д. (штрихованные изолинии) и результатам расчетов модели Института вычислительной математики РАН [4] (сплошные изолинии) на горизонтах: а – 100 м, б – 500 м

координат по отношению к изменению площади исследуемого района океана в пространстве географических координат и длительности интервала временного осреднения. К сожалению, это фундаментальное свойство термохалинных полей морских вод пока не получило в океанографических исследованиях достойного применения за исключением приведенного выше примера, связанного с пространственной интерполяцией термохалинных полей. Стабильность во времени положения центров масс кластеров ВМ, прогнозируемость внутри интервалов временных осреднений изменений площадей кластеров ВМ и их вероятностных объемов — следствие СКВМ.

Перечисленные выше свойства кластеров на гистограмме СФПВ $T-S$, построенные по данным, полученным за длительный интервал осреднений, могут быть использованы при анализе процессов меньших интервалов осреднений при условии их размещения во времени внутри длительных интервалов. Пример такого использования гистограмм СФПВ $T-S$ представлен на рис. 2а и 2б. На нем приведены два типа гистограмм СФПВ $T-S$, построенных по данным натуральных (штриховые линии) и модельных (сплошные линии) значений термохалинных полей. При построении гистограмм масштаб горизонтального осреднения составлял 15 миль (размер шага расчетной сетки по горизонтали в модельных расчетах термохалинных полей), доверительный интервал — 100%. Гистограммы СФПВ $T-S$ строились для доверительного интервала 100%, в расчетах использовались данные климатического массива гидрологических наблюдений с границами 40–50° с. ш., 40–50° з. д. на горизонтах 100 и 500 м, полученные за период с 1977 по 1998 гг. в летний сезон. Для этого же района наблюдений по модели Института вычислительной математики РАН [4] за тот же интервал времени Н. А. Дианский проводил расчеты климатического циркуляционного

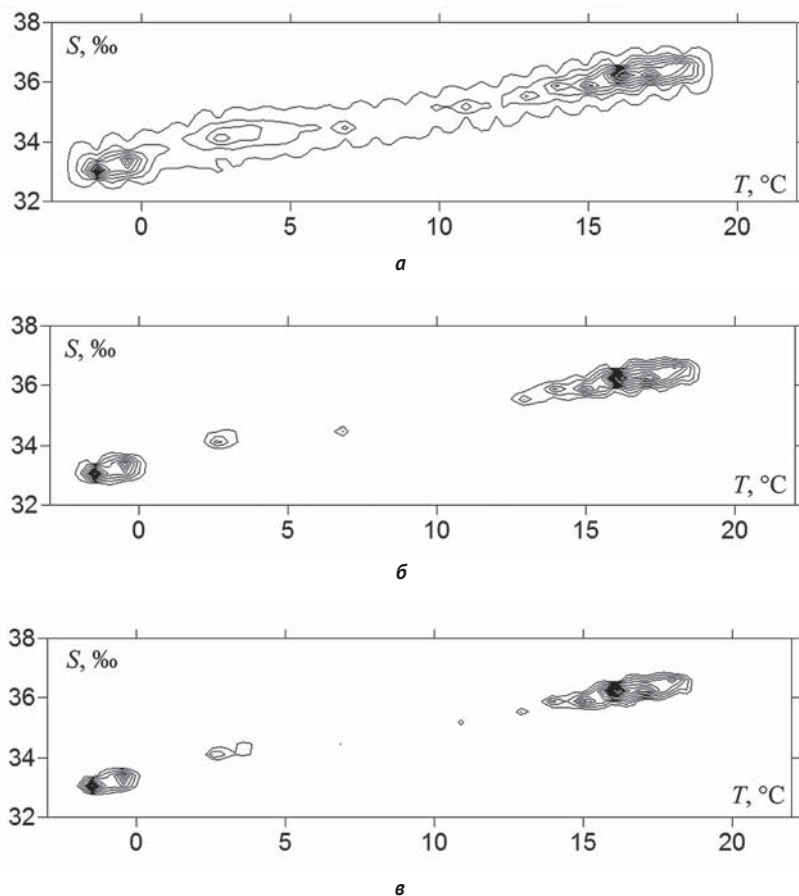


Рис. 3. Гистограммы СФПВ T - S , построенные по данным гидрологических наблюдений в районе $40-50^\circ$ с. ш., $40-50^\circ$ з. д. с 1977 по 1998 г. для горизонта 100 м, на уровнях доверительных интервалов: а – 100%, б – 90%, в – 70%

моделирования термохалинных полей, из которых были взяты результаты летнего сезона.

Сдвиг на север района исследований на 2° привел к расширению на гистограммах рис. 2 кластера холодных распресненных вод за счет появления в них локального максимума с пониженными температурами вод холодного арктического Лабрадорского течения, следующего вблизи побережья Северной Америки.

Из анализа гистограмм СФПВ T - S рис. 2 следует, что кластеры, соответствующие модельным расчетным значениям T , S (сплошные изолинии), сдвинуты друг к другу по отношению к кластерам, построенным по натурным данным (штриховые изолинии):

- на горизонте 100 м по температуре примерно на 6° , по солёности — на $0,6\text{‰}$;
- на горизонте 500 м примерно на 5° по температуре и приблизительно на $0,4\text{‰}$ по солёности.

Столь значительный сдвиг построенных по модельным данным кластеров ВМ по отношению к кластерам, построенным по результатам натурных наблюдений, свидетельствует о наличии в результатах моделирования системных дефектов, связанных:

- с отмеченными в разделе 1 систематическими ошибками расчетов плотности положительного знака;
- с дефектами параметризации плотностной конвекции, описанной в разделе 2;

- с иными ошибками моделирования, не рассмотренными в настоящей работе.

Кроме того, отмеченное выше смешение кластеров ВМ, построенных по расчетным модельным значениям T , S (сплошные изолинии), направлено в зоны маловероятных значений натурных наблюдений T , S , что свидетельствует о понижении вероятности реализации в природе полученных модельных расчетных значений ВМ. Мы объясняем этот результат следствием описанных выше недостатков моделирования, связанных с ошибками расчетов плотности, недостатком параметризации конвективных движений, а также с завышением в моделях роли процессов турбулентного перемешивания, которые при увеличении модельного времени могут привести к слиянию ВМ.

Гистограммы СФПВ T - S , представленные на рис. 2, построены для доверительного интервала 100%. Уменьшение уровня доверительного интервала дает резкое уменьшение зон вероятных состояний на гистограммах СФПВ T - S , что приведет к попаданию расчетных модельных значений T , S в зоны невероятных состояний. Для подтверждения этого положения на рис. 3 представлены гистограммы СФПВ T - S , построенные по тем же данным, что были использованы при построении гистограммы рис. 2 на горизонте 100 м, но построение проводилось для уровней доверительных интервалов 100%, 90% и 70% (методика построения таких гистограмм описана в [21]).

Из сопоставлений результатов, представленных на рис. 2а и 3б, следует, что при уровне доверительного интервала 90% значимая часть модельных расчетных значений T , S оказывается в зоне маловероятных состояний этих величин, а при уровне доверительного интервала 70% уже большая часть модельных значений T , S попадает в зону невероятных состояний этих величин.

Возникает естественный вопрос: как поступать с выявленными маловероятными расчетными значениями T, S ? Его решение предлагается искать на основе СКВМ с применением гистограмм СФПВ $T-S$, построенных по данным наблюдений в исследуемом районе океана, полученным за интервал временного осреднения, вмещающий временной интервал моделирования. Полученный при этом массив T, S наблюдений назовем базовым массивом наблюдений, а рассчитанные на основе этого массива данных гистограммы СФПВ $T-S$ на различных горизонтах — базовыми гистограммами. В основу предлагаемого метода коррекции маловероятных T, S значений положен принцип замены их величин на ближайшие к ним вероятные T, S значения, расположенные на базовой гистограмме СФПВ $T-S$, с условием, чтобы при проведении такой операции не возникла инверсия плотности по вертикали. Сформулированному принципу удовлетворяет минимум функционала:

$$Q = \left[\frac{(T_{ij} - T_p)^2}{D(T)} + \frac{(S_{ij} - S_p)^2}{D(S)} \right] G \left(\frac{\partial \rho_-}{\partial z}, \frac{\partial \rho_+}{\partial z}, k \right); \quad (2)$$

где

$$G \left(\frac{\partial \rho_-}{\partial z}, \frac{\partial \rho_+}{\partial z}, k \right) = \begin{cases} 1 & \text{при } \frac{\partial \rho_-}{\partial z} = \frac{\rho_k - \rho_{k-1}}{z_k - z_{k-1}} \leq 0 \text{ и } \frac{\partial \rho_+}{\partial z} = \frac{\rho_{k+1} - \rho_k}{z_{k+1} - z_k} \leq 0, \\ 1000 & \text{при } \frac{\partial \rho_-}{\partial z} > 0 \text{ или } \frac{\partial \rho_+}{\partial z} > 0; \end{cases}$$

T_p, S_p — корректируемые расчетные значения T, S ; T_{ij}, S_{ij} — варьируемые значения T, S , расположенные в зоне вероятных состояний T, S на базовой гистограмме СФПВ $T-S$; k — индекс рассматриваемого горизонта по оси z ; $D(T), D(S)$ — дисперсии T, S , рассчитанные по базовому массиву наблюдений.

Первая часть функционала Q , размещенная в квадратных скобках, позволяет определить в безраз-

мерном пространстве координат $\frac{T}{\sigma(T)}, \frac{S}{\sigma(S)}$ на

гистограмме СФПВ $T-S$ расстояние от точки корректируемых расчетных значений T_p, S_p до точки ближайших к ним вероятных значений этих величин. Описанная технология поиска оптимальных решений заимствована из теории распознавания образов [22], дополненной описанной выше ступенчатой

функцией $G \left(\frac{\partial \rho_-}{\partial z}, \frac{\partial \rho_+}{\partial z}, k \right)$, исключающей возможность

появления в искомом скорректированном решении инверсии плотности по вертикали. Поиск решения функционала (2) осуществляется численно

методом перебора. На рис. 4а представлены карты изолиний T, S , построенные методом скользящей интерполяции с масштабом осреднения 15 миль [19] по данным базового массива наблюдений, описанных выше при построении рис. 2. На рис. 4б и 4в представлены скорректированные значения этих карт, построенных для доверительных интервалов 90% и 70%.

Эффект коррекции интерполированных карт изолиний T, S , представленных на рис. 4а, по сравнению с картами изолиний их скорректированных значений, (рис. 4б и 4в) не требует особых комментариев, поскольку карты изолиний на рис. 4в наиболее близки к содержанию карт термохалинных полей, описанных в [13]. Следует отметить, что предложенный вариант коррекции маловероятных расчетных значений термохалинных полей представляет собой аналог метода усвоения данных наблюдений, представленного в [23]. В этом методе первоначально проводится предварительная селекция используемых в расчетах данных наблюдений по их принадлежности к различным ВМ. Затем усваиваются данные не всей совокупности наблюдений в пределах анализируемой окрестности расчетной точки, а данные, принадлежащие только одной ВМ, лучше всего соответствующей полученным расчетным значениям T, S в этой точке.

О сопоставимости модельных расчетов с данными натурных наблюдений

При сопоставлении расчетных значений термохалинных полей с дискретными значениями натурных наблюдений следует иметь в виду, что в расчетах всегда получаются оценки средних значений T, S , а при осреднении данных наблюдений, если отсутствует необходимая статистика, вначале получаются оценки модальных (наиболее вероятных) значений исследуемых величин [24], и только потом, при достаточной статистике исходных данных, — надежные оценки их средних значений. Когда статистические распределения исследуемых величин имеют одномодальные квазисимметричные распределения, их модальные и средние значения близки друг к другу (в симметричных статистических распределениях они совпадают). В этом случае для получения надежных оценок этих величин достаточно иметь небольшой объем исходных данных наблюдений. При бимодальных статистических распределениях средние и модальные значения по физическому смыслу будут качественно отличны, поскольку средние значения могут располагаться в области маловероятных состояний исследуемых величин. Применительно к термохалинным полям морской воды при нахождении в пределах одной ВМ имеют место одномодальные квазисимметричные распределения (см. рис. 1—3), где средние и модальные значения близки. В местах расположения гидрологических фронтальных зон имеет место бимодальное распределение термохалинных полей, в которых

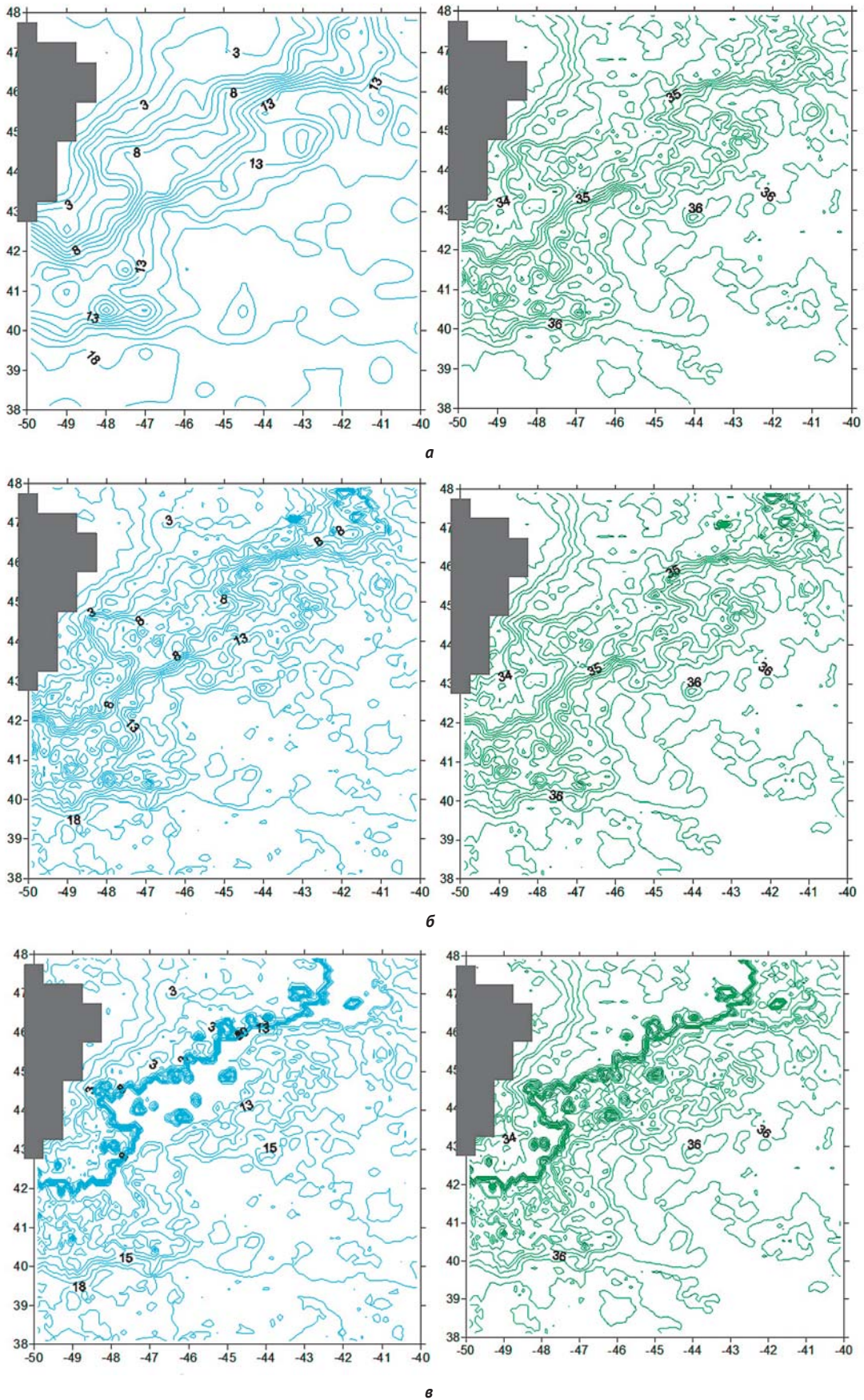


Рис. 4. Карты изолиний T, S , построенные по интерполированным T, S значениям (а), по результатам коррекции на уровне доверительного интервала 90% (б), по результатам коррекции на уровне доверительного интервала 70% (в)

средние величины T , S существенно отличны от их модальных значений (одна мода соответствует характеристике одной ВМ, другая — другой ВМ). Расположение средних значений T , S в области маловероятных состояний этих величин связано с тем, что эти воды из-за уплотнения при смешении удаляются с горизонта их образования конвективными потоками на нижние горизонты. По этой причине расчетные средние значения T , S нереализуемы в области фронтальных зон. Отсюда следует практический вывод: прежде чем осуществлять сопоставление результатов моделирования с результатами обработки наблюдений, следует предварительно убедиться в их сопоставимости. В областях одномодальных СФПВ T - S следует ожидать их совпадения, а в области фронта, характеризуемого бимодальными распределениями термохалинных полей, совпадения маловероятны.

Мы полагаем, что представленный анализ дефектов моделирования гидрологических полей в арктических морях и предложенные рекомендации по их устранению окажутся полезными для совершенствования циркуляционных моделей в арктическом регионе [25].

Литература

1. Яковлев Н. Г., Голубева Е. И., Платов Г. А. Численное моделирование Северного Ледовитого океана как задача физики: современное состояние, вопросы и перспективы // Тезисы докладов на международной конференции памяти академика А. М. Обухова. — М., 2013. — С. 173.
2. Лакомб А. Физическая океанография. — М.: Мир, 1974. — 495 с.
3. Мамаев О. И. T , S -анализ вод Мирового океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 364 с.
4. Дианский Н. А. Моделирование циркуляции океана. — М.: Физматлит, 2013. — 271 с.
5. Griffies S. M., Gnanadesikan A., Dixon K. W. et al. Formulation of an ocean model for global climate simulations // *Ocean Sci.* — 2005. — 1. — P. 45—79.
6. Millero F. J., Chen C. T., Brandshaw A., Schleifer K. A new high pressure equation of state for sea water // *Deep-Sea Res.* — 1980. — Vol. 28 A, № 6. — P. 625—629.
7. International Oceanographic Tables // UNESCO Technical Papers in Marine Science. — 1981. — Vol. 3, № 39. — 111 p.
8. The international thermodynamic equation of Sea-Water-2010: Calculation and use of thermodynamic properties / Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides. 2010. N. 56 UNESCO (English). — 196 p.
9. Friedrich H., Levitus S. An approximation to the equation of state for sea water, suitable for numerical ocean models // *J. Phys. Oceanogr.* — 1972. — Vol. 2 (4). — P. 514—517.
10. Brydon D., San S., Bleck R. A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // *J. Geoph. Res.* — 1999. — Vol. 104, № C1. — P. 1537—1540.
11. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика: В 2 ч. — М.: Наука, 1965; 1967. — 639; 720 с.
12. Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В. Теоретическая гидромеханика: Ч. 1. — М.: Физматлит, 1963. — 584 с.
13. Монин А. С. Теоретические основы геофизической гидродинамики. — Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1988. — 424 с.
14. Соколов В. А. Зависимость коэффициентов уравнения состояния морской среды от масштаба пространственного осреднения // *Метеорология и гидрология.* — 1992. — № 1. — С. 61—69.
15. Соколов В. А., Апухтина С. П. Осредненное уравнение состояния морской воды и результаты его применения в численном моделировании океанической циркуляции // *Труды ГОИН.* — 2011. — Вып. 213. — С. 110—122.
16. Грузинов В. М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 272 с.
17. Стоммел Г. Гольфстрим. — М.: Изд-во иностр. лит., 1963. — 226 с.
18. Broecker W. S. The Great Ocean Conveyor // *Oceanography.* — 1991. — Vol. 4. — P. 79—89.
19. Соколов В. А., Апухтина С. П. Технология и результаты построения гидрологических полей Северной Атлантики на основе совместного объемного статистического анализа массивов исходных данных // *Труды ГОИН.* — 2007. — Вып. 210. — С. 64—76.
20. Соколов В. А., Апухтина С. П. Статистическая модель климата термохалинных полей и результаты ее реализации в Северной Атлантике // *Труды ГОИН.* — 2008. — Вып. 211. — С. 99—115.
21. Соколов В. А., Апухтина С. П. Метод совместного статистического анализа термохалинных полей морской среды и возможности его использования в практической океанографии // *Труды ГОИН.* — 2014. — Вып. 215. — В печати.
22. Патрик Э. Основы теории распознавания образов: Пер с англ. / Под ред. Б. Р. Левина. — М.: Сов. радио, 1980. — 408 с.
23. Беляев К. П. Методы усвоения данных в гидродинамических модулях циркуляции и их применение для анализа состояния и изменчивости Мирового океана: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук / Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова РАН. — М., 2011.
24. Вентцель Е. С. Теория вероятностей. — М.: Наука, 1969. — 576 с.
25. Дианский Н. А., Фомин В. В., Кабатченко И. М., Грузинов В. М. Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики // *Арктика: экология и экономика.* — 2014. — № 1. — С. 57—73.