

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ СТРУКТУРЫ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД БАРЕНЦЕВА МОРЯ

А. В. ПНЮШКОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В статье представлены результаты расчетов циркуляции вод в Баренцевом море с использованием климатических и квазисинхронных распределений гидрологических параметров. Выявлена возможность существования в отдельные периоды аномального режима циркуляции вод моря, нарушающего «классический» циклонический характер движения. Серия прогностических экспериментов с моделью позволила оценить временной интервал существования подобных аномалий как период от нескольких месяцев до сезона.

Баренцево море играет важную роль в глобальной климатической системе. Являясь транзитной зоной поступления теплых и соленых атлантических вод в акваторию Северного Ледовитого океана (СЛО), изменение режима собственной циркуляции может приводить к значительным изменениям потоков импульса, тепла и соли, поступающих в СЛО. В статье представлены результаты реконструкции структуры циркуляции вод в Баренцевом море с использованием климатических и квазисинхронных распределений гидрологических параметров. Сильная межгодовая изменчивость гидрологических полей Баренцева моря является общепризнанным фактом [10, 17, 9, 6, 16]. Для восстановления ассимилируемых полей температуры и солености, используемых в модельных экспериментах, были взяты океанографические данные из 11 источников, объединенных в единую базу данных морей Северо-Европейского бассейна Арктики [4]. Возможные особенности гидрологического режима, проявляющиеся в определенные годы, как правило, не отражаются в среднеклиматических полях и не могут быть воспроизведены в численных расчетах с использованием осредненных в климатическом масштабе времени данных. Проведенные численные эксперименты с нестационарной гидродинамической моделью были направлены на выявление возможной изменчивости в структуре циркуляции в отдельные годы по сравнению со среднеклиматическими течениями.

Для исследования гидрологического режима вод Баренцева моря использовалась трехмерная нестационарная гидродинамическая модель, основанная на уравнениях Рейнольдса для горизонтальных компонент скорости в сферической системе координат $\{\lambda, \varphi, z\}$, дополненная трехмерными уравнениями турбулентной диффузии тепла и соли. Модель реализована в сферической системе координат на сетке А по классификации Аракавы с пространственными шагами $0,25^\circ$ по широте и 1° по долготе. Вертикальное разрешение модели принималось равномерным и составило 10 м. Решение описанной системы уравнений осуществлялось методом факторизации с использованием алгоритма численной фильтрации высокочастотных баротропных волн, вызванных начальной несогласованностью поля плотности с полями скоростей течений и уровня. Конечно-разностная

реализация модельных уравнений производилась с применением методов расщепления по физическим процессам с выделением адвективно-диффузионной части решения и «быстрой» гравитационной составляющей течений, обусловленной градиентами уровня поверхности.

Для определения, насколько адекватно модель отражает структуру постоянных течений Баренцева моря, были проведены серии экспериментов по диагностическому восстановлению структуры циркуляции вод для разных сезонов с использованием среднеклиматических распределений гидрологических параметров. Для этих задач использовался набор улучшенной климатологии РНС 2.0, представляющий данные среднеклиматических распределений температуры и солёности на стандартных горизонтах с пространственной детализацией 1° . Массив данных РНС 2.0 был создан на основе климатологии центра океанографических данных NODC, совмещенной с климатологией Северного Ледовитого океана. Величина водообмена с Карским морем бралась согласно работам [14, 11, 12], основанная на глобальной модели СЛЮ, и варьировалась в зависимости от сезона от $-0,1$ до $0,65$ Св. Водообмен с Белым морем брался согласно работе [17]. На северной и северо-восточной открытых границах моря использовалось условие сохранения потока, скорректированного по суммарному балансу массы.

Вычисленные компоненты течения показали наличие двух квазипостоянных потоков, формирующих циклонический режим циркуляции в Баренцевом море. Расчеты проводились для двух вариантов: с использованием атмосферного воздействия (вариант 1) и без него – вариант 2. Следует отметить, что полученные результаты неплохо согласуются с выводами и оценками скоростей постоянных течений других авторов, в частности [5, 8], однако несколько противоречат работе [7] (в частности, в величинах максимальных скоростей в поверхностных слоях). Интенсивность двух основных потоков обладает сильной внутригодовой изменчивостью, излученность которой в настоящее время оставляет желать лучшего. Как правило, зона наиболее интенсивных течений при использовании среднеклиматических полей температуры и солёности приурочена к Нордкапскому течению, а его сезонная интенсификация вызвана увеличением тангенциального ветрового напряжения. В работах [1, 7] с использованием, как и в нашем случае, диагностической модели средние скорости составили величины от 5 до 15 см/с, тогда как максимальные скорости были порядка 50–70 см/с. Такой результат кажется не вполне правдоподобным, поскольку противоречит как результатам по расчету циркуляции других авторов [18], так и данным прямых наблюдений за скоростями течений в Баренцевом море [17]. Полученные результаты модельных экспериментов показывают неплохое совпадение данных модели с результатами [5]. Величины расхождений не превышают 3 см/с и проявляются в основном в летний период и, вероятнее всего, определяются различным форсингом, а также другой параметризацией потока вод Атлантики. Произведем сравнение полученных результатов с данными среднеклиматических течений (табл. 1), опубликованных в работе [2], параллельно с данными моделирования среднемесячной циркуляции для сентября, опубликованными в работе [8].

Сравнение результатов показало, что модель удовлетворительно описывает особенности структуры течений в моделируемой области. Наибольшие расхождения, как видно из представленной таблицы, наблюдаются в зоне южной ветви Нордкапского течения, что, очевидно, связано с использованием параметризации атлантического залива в виде широкой баротропной струи. Это позволяет сделать вывод о том, что детализация потока вод Атлантики непосредственно у западной границы моря является при таком подходе недостаточно точной. Несколько завы-

Таблица 1

Течение	Данные наблюдений	Эксперимент 1 (без ветра)	Эксперимент 2 (с ветром)	Данные работы [8]
Нордкапское (южная ветвь) 71° с.ш., 20° в.д.	8	7,4	8,5	4,3
Нордкапское (северная ветвь) 73° с.ш., 35° в.д.	2	6,4	6,8	2,75
Мурманское 71° с.ш., 35° в.д.	5	4,8	5,2	4,5
Прибрежное Мурманское 69° с.ш., 38° в.д.	2-4	3,8	4,2	1,2
Канинское 69° с.ш., 44° в.д.	2-4	3,2	3,3	2,75
Новоземельское 72° с.ш., 53° в.д.	2-5	4,5	4,6	6,5
Восточно-Шпицбергенское 76° с.ш., 29° в.д.	3-6	3,5	3,6	1,5
Центральное 76° с.ш., 40° в.д.	2	2,4	3,1	0,7
Колгуево-Печорское 69° с.ш., 53° в.д.	8-10	5,1	5,4	6,5

шенные значения величин скорости для Прибрежного Мурманского течения (на 0,5–1 см/с), вероятно, связаны с недостаточным разрешением модели и влиянием граничных условий на твердом контуре, не позволяющим корректно описывать структуру течений в зонах со сложной морфометрией береговой черты.

Поток атлантических вод (АВ) в Баренцево море играет одну из определяющих ролей в формировании гидрологического режима всего моря в целом. Величины интегрального переноса на западной границе представлены на рис. 1а. Как видно из представленных графиков, величины потоков обладают слабым сезонным ходом, который проявляется в большей степени в численных экспериментах с ветровым воздействием. Средний перенос АВ составил 3,4 Св (эксперимент 1) и 3,55 Св (эксперимент 2). Максимальный заток вод, как показали численные расчеты, приходился на осеннее-зимний период, достигая 3,8 Св, и был обусловлен интенсификацией атмосферной динамики и, как следствие, ростом переноса в поверхностном 30-метровом слое. Этот факт подтверждается выводами других авторов [17, 13, 15], основанными как на непосредственных наблюдениях за течениями на открытой границе Баренцева моря (ОГБМ), так и на данных моделирования. Здесь же следует отметить, что динамическое влияние атмосферы сказывается преимущественно на поверхностных горизонтах до глубин 30–40 м. На нижележащих горизонтах проследить сигнал, вызванный ветровым воздействием, как правило, оказывается невозможно. Тем не менее ветровое воздействие оказывает сильное влияние на дальнейшее перераспределение поступающего через ОГБМ потока, формирующего южную ветвь в виде Мурманского течения и северную ветвь. Величины расходов в северной ветви потока АВ приведены на рис. 1б. Видна отчетливая интенсификация северной ветви в осенний и зимний период, что обусловлено преобладанием южных ветров, способствующих интенсификации ветрового переноса вод Атлантики. В летний период, когда преобладают флюктуирующие ветра восточных направлений, интенсивность переноса уменьшается в 1,5 раза.

Поскольку изменчивость атлантического затока через ОГБМ воздействует как на Баренцево море, так и на Северный Ледовитый океан, понимание его

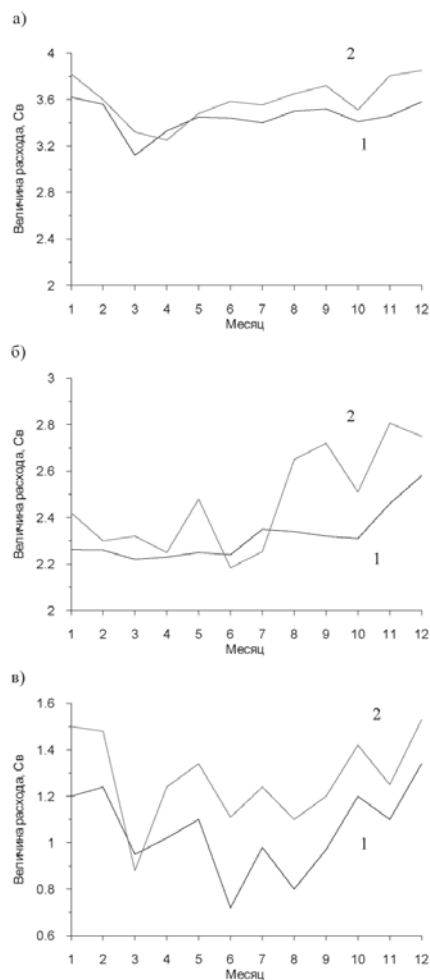


Рис. 1. Величина расхода АВ между 70–74° с.ш. вдоль 20° в.д. (а), северной ветви потока АВ между 73–75° с.ш. вдоль 25° в.д. (б), между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей (в) для условий отсутствия (1) и присутствия (2) атмосферного форсинга (NCEP/NCAR)

флюктуаций является весьма важным. Однако для того, чтобы дать хорошее описание такой изменчивости, необходимы длиннопериодные измерения течений, позволяющие производить осреднения на климатическом временном масштабе, но до сих пор такие наблюдения редки. Это дает основания использовать для оценки воздействия потоков на основе модельных расчетов, как, например, в работе [18]. Результат такого воздействия на акваторию СЛО можно оценить по величинам потока вод, вытекающих через восточную открытую границу моря (рис. 1в). Анализ полученных данных показывает усиление интенсивности водообмена с Карским морем в осенне-зимний период. Наибольший поток наблюдается в ноябре–декабре, что согласуется с максимальными величинами потока через западную границу. Сопоставление данных численных экспериментов с результатами измерений расхода между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей, опубликованные в [17], приведены в табл. 2.

Таблица 2

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Данные измерений [17]	2,3	2,3	1,5	1,2	1,1	0,8	0,7	0,6	1,0	1,6	2,3	3,1
Эксперимент без ветра	2,26	2,26	2,22	2,23	2,25	2,24	2,35	2,34	2,32	2,31	2,46	2,58
Эксперимент с ветром	2,42	2,3	2,32	2,25	2,47	2,18	2,25	2,65	2,72	2,51	2,80	2,75

В данных измерений хорошо прослеживается сезонный ход расхода с максимумом в зимние месяцы. Модельные оценки этой величины также подтверждают эту особенность. Однако величина амплитуды годового хода в численных экспериментах по диагностическому восстановлению циркуляции значительно уступает данным измерений. Этот факт можно объяснить сильной межгодовой изменчивостью режима циркуляции Баренцева моря, не отражающейся в средноклиматических распределениях гидрологических характеристик и, как следствие, в средноклиматических течениях. Сопоставление же полученных результатов с величинами потоков, опубликованных в работе Масловского [18], дает величину расхождения, не превышающую 20 %.

Серия дополнительных численных экспериментов с моделью была направлена на выявление возможной изменчивости в структуре циркуляции в отдельные годы по сравнению со средноклиматическими течениями. Инициализация модельных полей температуры и солёности проводилась с использованием процедур объективного анализа океанографических измерений, включенных в единую базу данных морей Северо-Европейского бассейна Арктики [4]. Подготовленные данные были использованы для исследования особого режима циркуляции вод Баренцева моря, наблюдающегося, по нашей информации, в условиях диссипации положительной плотностной аномалии в центральной части моря. Для исследований был выбран 1984 г., для которого подготовлены соответствующие поля температуры и солёности.

Анализ распределений температуры и солёности показал, что в центральной и восточной частях моря наблюдался устойчивый в вертикальном плане максимум плотности (рис. 2), диссипация которого, как показали модельные расчеты, привела к возникновению интенсивного антициклонического вихря в районе с координатами 74° с.ш. и 40° в.д. Сам факт формирования зоны повышенной плотности в районе Центральной депрессии не является аномальным для распределения гидрологических характеристик Баренцева моря. Это также подтверждается климатическими описаниями гидрологии Баренцева моря, опубликованными в [3], в которых упоминается, что зона максимума плотности для летнего периода сосредоточена в центральных частях моря. Аномальность исследуемого периода заключается в более высокой интенсивности плотностных градиентов по сравнению со средноклиматическими распределениями. В периферийной зоне антициклонического круговорота величины градиента плотности, как показали наши оценки, в 1,6–1,8 раза превышают их средноклиматические аналоги. По сравнению с классической системой постоянных течений в Баренцевом море для августа наблюдаемый антициклонический вихрь является свидетельством кардинально иного характера циркуляции в описываемый период (рис. 3). Проявляющееся ослабление Мурманского и Западно-Новоземельского течений приводит к значительному сокращению потока

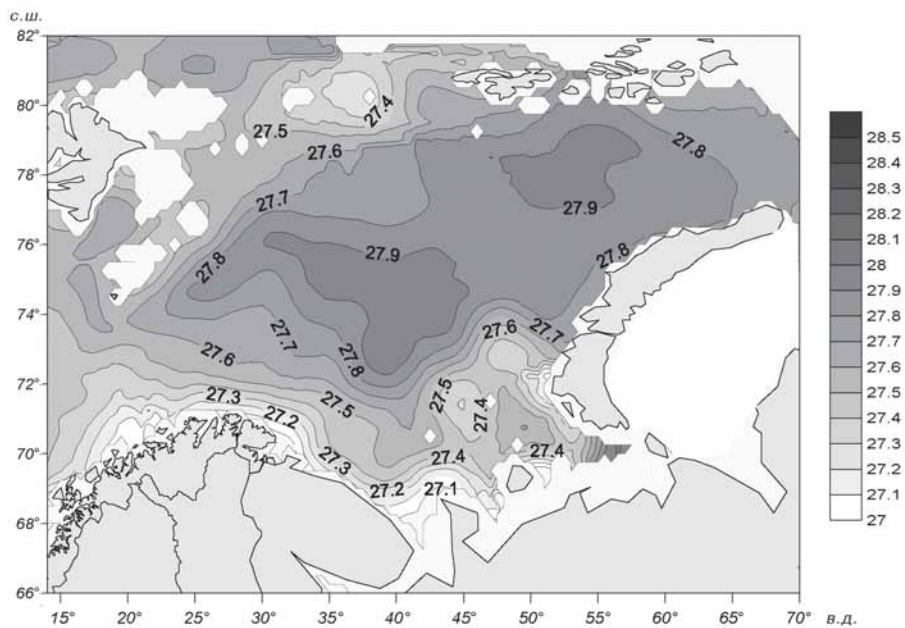


Рис. 2. Распределение плотности воды на горизонте 50 м в августе 1984 г. по результатам объективного анализа

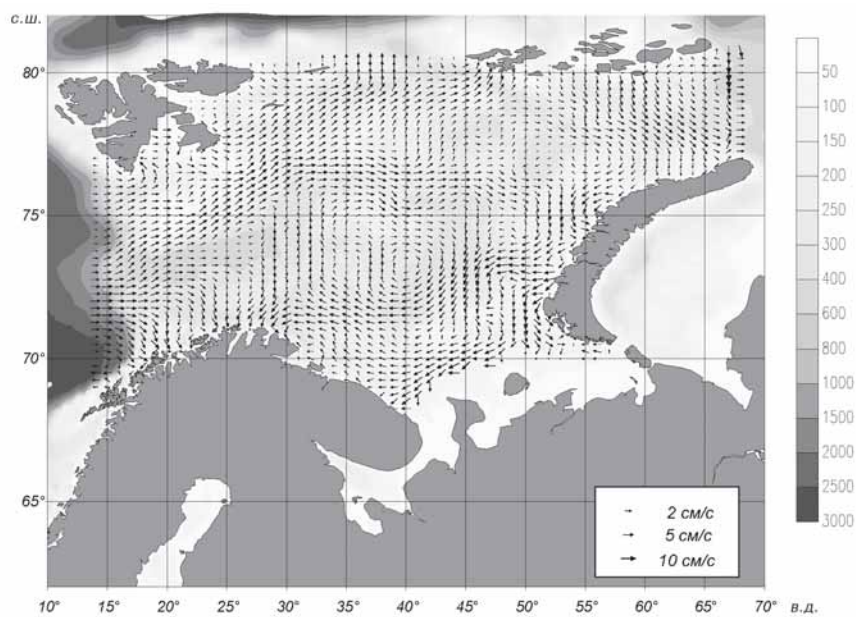


Рис. 3. Схема циркуляции вод на горизонте 50 м в августе 1984 г. по результатам диагностического восстановления

атлантических вод и их дальнейшей трансгрессии в акваторию Северного Ледовитого океана. Одним из возможных механизмов, который мог привести к формированию подобной структуры океанографических полей, является более интенсивное взаимодействие с атмосферой на протяжении холодного периода года и, как следствие, формирование более холодных по сравнению с климатической нормой и более плотных вод. Косвенным фактором, объясняющим механизм формирования отрицательной аномалии температуры воды и одновременно интенсификации вертикальной плотностной циркуляции, является минимальная по площади область моря, покрытая льдом в зимний период, наблюдавшаяся в 1984 и последующем 1985 г. в Баренцевом море по данным, опубликованным в [19].

Для исследования сезонных изменений в сформированном режиме циркуляции проводились серии численных экспериментов с использованием прогностического блока модели. В качестве атмосферного форсинга были взяты усредненные ежесуточные данные NCEP/NCAR реанализа, использованные для расчетов усваиваемых моделью атмосферных потоков тепла, соли и импульса. Прогностический расчет проводился в течение 3-х месяцев (90 модельных суток), начиная с августа и до начала ноября. Распределения температуры и солёности, полученные в результате объективного анализа, брались в качестве начальных инициализационных полей. Согласованная с термохалинными полями структура поля уровня и диагностических течений использовалась в качестве начальных приближений для модельных полей. Результаты моделирования показывают постепенный возврат циркуляции к классической схеме с циклоническим круговоротом (рис. 4). Более слабая интенсивность течений в зоне аномалии обусловлена инерционностью рестолинга поля плотности на глубинных горизонтах. Это позволяет оценить временной интервал существования подобных аномалий как величину от нескольких месяцев до сезона. Принципиально это подтверждает известный факт сильной

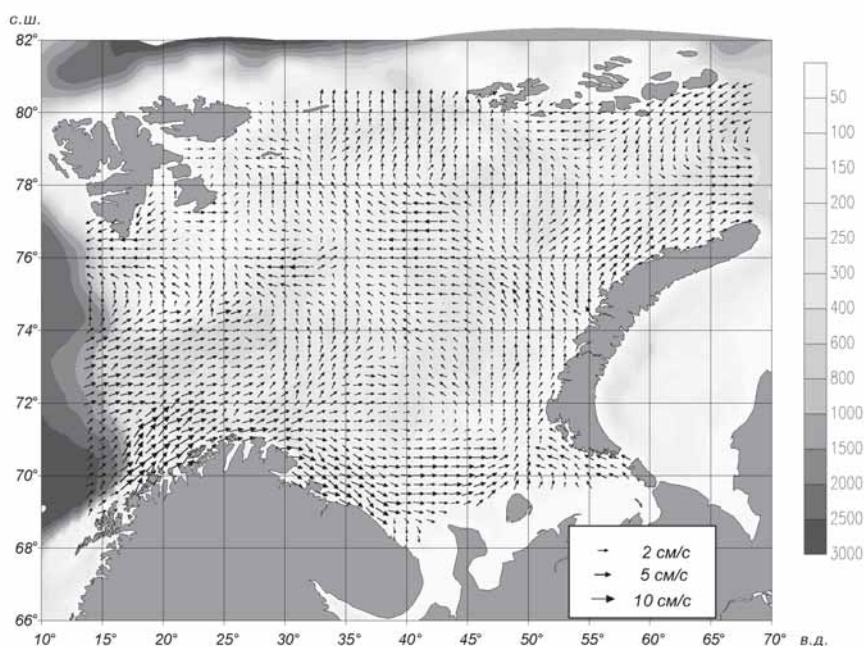


Рис. 4. Схема циркуляции вод на горизонте 50 м на момент окончания расчетов (ноябрь 1984 г.) по результатам прогностического эксперимента

сезонной динамики в термохалинных полях, отмеченный многими исследователями [3, 17, 18]. Однако такие проявления отмечались, как правило, лишь для термохалинных полей и не регистрировались в вариациях течений. Наши модельные эксперименты позволяют констатировать наличие таких вариаций в том числе и в гидродинамических полях. В целом модель вполне адекватно описала трансформацию поля температуры за моделируемый промежуток времени. Изменения в структуре циркуляции по сравнению с аномальным режимом, на наш взгляд, вызваны интенсификацией конвективного перемешивания, обусловленного отрицательными потоками тепла в осенний период. Численные оценки качества моделирования температуры приведены в табл. 3.

Таблица 3

Район	Модуль величины расхождения	СКО внутри района (°С)
А (70–71° с.ш., 33–35° в.д.)	0,42	0,70
Б (75–76° с.ш., 26–28° в.д.)	0,62	1,17
В (70–71° с.ш., 46–48° в.д.)	0,44	0,83
Г (76–77° с.ш., 39–41° в.д.)	0,95	1,28
Среднее для всех районов	0,57	0,9

Как видно из табл. 3, максимальные расхождения наблюдаются в зоне Г, что очевидно связано с переоценкой величин отрицательных потоков тепла и, как следствие интенсивности термической конвекции. Однако здесь следует иметь в виду, что ошибка восстановления данных процедурой объективного анализа в этой области также достаточно велика (более 0,3 °С), что обусловлено малым количеством измерений. Наименьшие по абсолютной величине отклонения наблюдались вдоль траектории движения АВ (зоны А и В). Величины расхождений в этих зонах не превышали 0,45 °С, что составило менее 60 % среднеквадратического отклонения для этого района, определенного по данным объективно анализированных полей температуры. Исходя из соотношений максимальных расхождений модельных оценок температуры с данными наблюдений и характеристиками общей изменчивости этого параметра, представленного в табл. 3, можно говорить о достаточно неплохом воспроизведении моделью поля температуры в прогностическом эксперименте.

Попробуем провести сопоставление полученных результатов восстановления циркуляции августа 1984 г. с системой течений за другие годы. Главное направление нашего сопоставления – зона формирования аномального режима, проявившаяся в районе с координатами 74° с.ш., 20° в.д. Бесспорно, что неоднородность в распределении сети гидрологических станций сильно затрудняет проведение диагностического анализа структуры циркуляции вод Баренцева моря, необходимого для такого сравнения. В некоторых случаях, несмотря на относительно большое количество измерений, из-за особенностей их пространственного покрытия не удастся корректно восстановить необходимые для моделирования поля температуры и солености. Проведя дополнительный анализ гидрологических данных, входящих в базу океанографических данных Северо-Европейского бассейна СЛО, нам удалось выделить еще один период, позволивший уточнить, действительно ли существование антициклонического круговорота является аномальным для режима течений Баренцева моря. Процедура объективного анализа была применена к гидрологическим данным августа 1995 г. Несколько худшая по сравнению с 1984 г. обеспеченность данными в Горле Белого моря и в районе северо-западного склона Новой Земли, тем не менее, позволила провести корректное сопоставление данных о режиме циркуляции в зоне нетипичного режима течений.

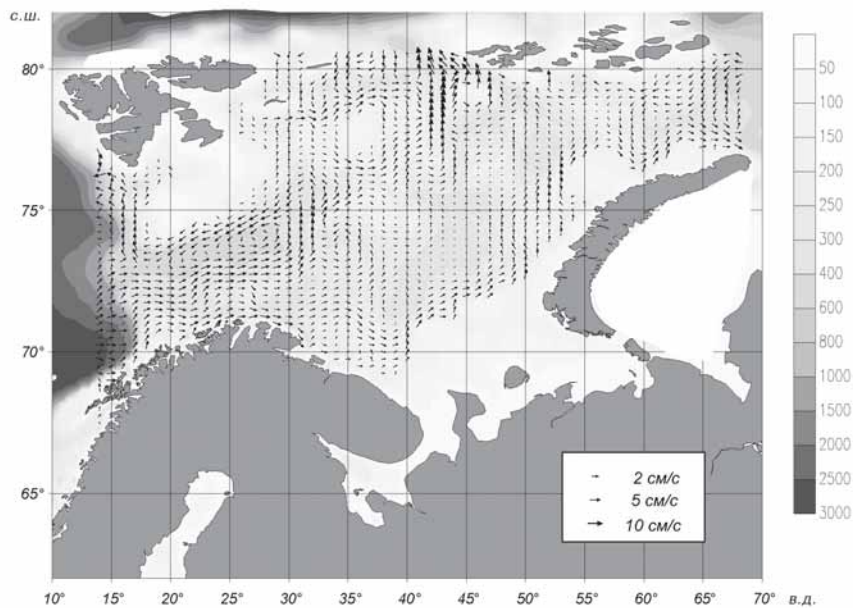


Рис. 5. Схема циркуляции в августе 1995 г. на горизонте 150 м по данным численного эксперимента по диагностическому восстановлению структуры течений

Как показали результаты моделирования, режим циркуляции в августе 1995 г. схож по своей структуре со среднеклиматической системой течений (рис. 5). В зоне формирования в августе 1984 г. аномальной циркуляции наблюдалась структура потоков, близкая к «классической», с устойчивым циклоническим круговоротом начиная с поверхностных и до придонных горизонтов. Модельные скорости течения в слое 50–150 м в 1995 г. оказались в среднем на 0,7 см/с ниже, чем в 1984 г., что, очевидно, связано с ослаблением горизонтальных градиентов плотности. В этом случае оценки скоростей в промежуточных и придонных слоях оказались более близкими к среднеклиматическим. Факт отсутствия аномальности режима циркуляции, полученной с использованием аналогичной процедуры восстановления океанографической информации, дает дополнительные основания считать выявленный в 1984 г. возможный «неклассический» характер течений Баренцева моря важной особенностью его гидрологического режима.

Таким образом, проведенные исследования показали, что основной вклад в формирование поля течений Баренцева моря вносит заток Атлантической воды через западную границу. Интенсификация затока может приводить к усиленной трансгрессии АВ через пролив между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей в акваторию Северного Ледовитого океана. Как следствие, ослабление потока АВ через западную ОГБМ приводит к уменьшению интенсивности циклонической циркуляции вод моря, снижению объемов трансбаренцевоморского переноса тепла и соли в СЛО и созданию благоприятных условий для формирования аномального режима циркуляции. Результаты модельных расчетов показали слабое влияние среднемесячного локального баренцевоморского атмосферного форсинга на интенсивность затока вод и, как следствие, на режим циркуляции. Вариативность затока по результатам численного эксперимента составляет не более 10 % от его величины. Очевидно, что механизм

формирования баротропного по своей природе залива Атлантической воды в регион Баренцева моря необходимо детектировать в моделях с большим пространственным охватом, покрывающих всю Северную Атлантику. Тем не менее ветровое воздействие оказывает заметное влияние на дальнейшее перераспределение поступающего через ОГБМ потока вод Атлантики, формирующего южную и северную ветвь течения. На основании диагностического моделирования выявлена возможность существования в отдельные периоды аномального режима циркуляции вод Баренцева моря, нарушающего классический циклонический характер движения, вызванного формированием в восточной части мощного антициклонического круговорота и смещением основной струи распространения АВ. Серия прогностических экспериментов с моделью позволила оценить временной интервал существования подобных аномалий как период от нескольких месяцев до сезона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 07-05-00393).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Будушев М.Г., Сидорова А.Н.* Расчет среднемесячной циркуляции в Баренцевом море // Метеорология и гидрология. 1994. № 4. С. 78–87.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР (проект «Моря СССР»). Т. 1. Баренцево море. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
3. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд. МГУ, 1982. 192 с.
4. *Кораблев А.А., Пнюшков А.В., Смирнов А.В.* Технология создания баз океанографических данных на примере Северо-Европейского бассейна Арктики // Научные записки РГМУ. 2005. Т. 1. С. 89–108.
5. *Сидорова А.Н., Шербинин А.Д.* Внутригодовая изменчивость термохалинной структуры и циркуляции в Баренцевом море по результатам модельных расчетов // Океанология. 2004. Т. 44. № 5. С. 670–678.
6. *Семенов Г.А., Чвилев С.В.* Численное исследование межгодовой изменчивости циркуляции вод Баренцева моря в летний сезон // Океанология. 1996. Т. 36. № 4. С. 498–511.
7. *Трофимов А.Г.* Численное моделирование циркуляции вод в Баренцевом море. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2000. 41 с.
8. *Яковлев Н.Г.* Восстановление среднемесячной циркуляции Баренцева моря и анализ ее чувствительности к водообмену на открытых границах // Известия РАН, сер. ФАО. 1999. Т. 35. № 6. С. 846–857.
9. *Furevik T.* Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996 // Deep-Sea Research. 2001. Vol. 48. P. 383–404.
10. *Harms I. H.* Numerische Modellstudie zur winterlichen Wassermassenformation in der Barentssee. Ph.D. thesis. 1994. Rep. 7, Fachber. Geowissenschaft., Univ. Hamburg, Germany. 97 p.
11. *Harms I.H., Karcher M.J.* Modelling the seasonal variability of hydrography and circulation in the Kara Sea // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. № C6. P. 13431–13448.
12. *Harms I.H., Schrum C., Hatten K.* Numerical sensitivity studies on the variability of climate-relevant processes in the Barents Sea // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. C06002, doi:10.1029/2004JC002559.
13. *Haugan P.* On the transports of mass, heat and carbon in the Arctic Mediterranean, Thesis. University of Bergen, Norway, 1999. 166 p.
14. *Karcher M.J., Oberhuber J.M.* Modelling the ventilation of the upper and intermediate water of the Arctic Ocean with an isopycnic model. WCRP/ACSYS Conference on Polar Processes and Global Climate, Oslo. 1997.
15. *Li S., Mc.Climans T.A.* The effects of winds over a barotropic retrograde slope current // Continental Shelf Research. 1998. Vol. 18. P. 457–485.

16. *Loeng H.* Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea // *Polar Research*. 1991. № 10(1). P. 5–18.
17. *Loeng H., Ozhigin V. and Adlandsvik B.* Water fluxes through the Barents Sea // *ICES Journal of Marine Science*. 1997. № 54. P. 310–317.
18. *Maslowski W., Marble D., Walczowski W., Schauer U., Clement J.L., Jaclyn L., Semtner A.J.* On climatological mass, heat, and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation // *Journal of Geophysical Research*. 2004. Vol. 109. C03032, doi:10.1029/2001JC001039.
19. *Sorteberg A., Kvingedal B.* Atmospheric forcing on the Barents Sea winter ice extent // *Journal of Climate*. 2006. Vol. 19. P. 4772–4784.

A.V.PNYUSHKOV

THE INVESTIGATIONS OF BARENTS SEA WATER CIRCULATION STRUCTURE

In the article the model results of water circulation for the Barents Sea are presented using climatic and quasi-synchronous distributions of hydrological parameters. An ability of anomalous circulation regime existing for certain periods has discovered, that is in disagreement with classical cyclonic character of movements. The series of prognostic experiments with model gave us an ability to estimate time interval of such anomaly existing like period from several month up to season.