

ТРАНСФОРМАЦИЯ АТЛАНТИЧЕСКОЙ ВОДЫ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОТЛОВИНЫ НАНСЕНА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ

канд. физ.-мат. наук В.В.ИВАНОВ¹, канд. физ.-мат. наук Е.О.АКСЕНОВ²

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: vladimir.ivanov@aari.ru

² – Национальный океанографический центр Великобритании, г. Саутгемптон, e-mail: uka@noc.soton.ac.uk

Представлены результаты совместного анализа данных океанографических наблюдений и математического моделирования с высоким пространственным разрешением в восточной части котловины Нансена Арктического бассейна Северного Ледовитого океана. Основное внимание уделено исследованию процесса трансформации атлантической воды, распространяющейся вдоль материкового склона Евразии. Показано, что структура переноса атлантической воды в исследуемом районе является более сложной, чем считалось ранее. Интенсивное взаимодействие между отдельными ветвями атлантической воды на участке от зоны их слияния (к северу от желоба Св. Анны) до центральной части моря Лаптевых приводит к фундаментальному изменению структуры переноса и термохалинных характеристик водных масс. Наблюдаемой трансформации также способствует перемешивание с уплотненными водами, формирующимися на шельфе архипелага Северная Земля. Важнейшим результатом этого сложного взаимодействия является формирование новой водной массы, основными компонентами которой являются фрамовская и баренцевоморская ветви атлантической воды. Эта водная масса охватывает диапазон глубин 200–1000 м, имеет положительную температуру и не имеет локальных максимумов солености. Она непосредственно примыкает к континентальному склону, что делает ее наиболее мобильной и, в силу этого, главным кандидатом на проникновение в Канадский бассейн, в отличие от фрамовской ветви, которая в море Лаптевых отсекается от континентального склона и в дальнейшем, вероятнее всего, рециркулирует вдоль хребта Ломоносова в направлении пролива Фрама.

Ключевые слова: водные массы, океанские течения, перемешивание, потоки тепла и солей, Арктический бассейн, Северный Ледовитый океан

1. ВВЕДЕНИЕ

Атлантические воды (АВ) поступают в Северный Ледовитый океан (СЛО) через юго-восточную границу Норвежского моря (Фареро-Шетландский и Фареро-Исландский проливы). Попадая в Северо-Европейский бассейн (СЕБ), АВ распространяются на север, преимущественно вдоль границ крупномасштабных фронтальных зон [Иванов, Кораблев, 1994]. В северо-восточной части Норвежского моря поток атлантических вод разделяется на две ветви: Фрамовскую атлантическую воду (ФАВ) и Баренцевоморскую атлантическую воду (БАВ), проникающие затем в Арктический бассейн (АБ) (рис. 1). Слияние ветвей АВ происходит в северной части желоба Св. Анны, где формируется сложная структура течений различной направленности и ин-

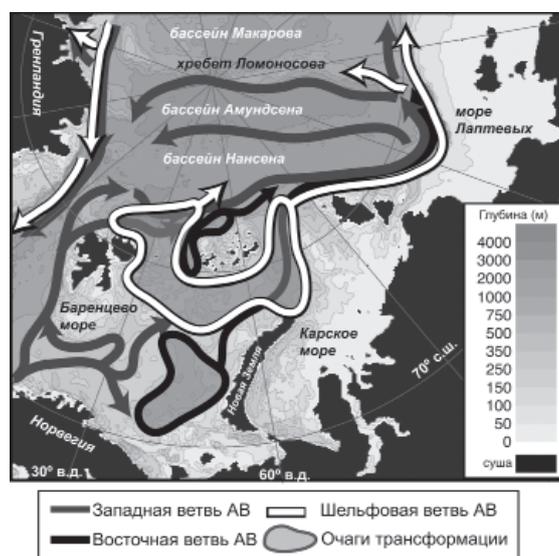


Рис. 1. Схема распространения атлантических вод в приатлантической Арктике.

тенсивности [Иванов, 2002]. Как было показано в недавнем модельном исследовании [Aksenov et al., 2011], в дополнение к двум указанным ветвям переноса АВ в северной части Баренцева моря формируется третья ветвь – так называемая Шельфовая атлантическая вода (ШАВ). Эта водная масса также стекает в котловину Нансена через желоб Св. Анны и в дальнейшем распространяется вдоль кромки шельфа в генеральном направлении на восток в диапазоне глубин 100–400 м.

Несмотря на значительные успехи, достигнутые в понимании физических процессов, сопровождающих разделение/слияние отдельных ветвей АВ, сохраняется ряд нерешенных проблем. В климатическом аспекте основной интерес представляет вопрос об относительном вкладе отдельных компонент переноса АВ в тепловой и солевой бюджет Арктического бассейна. В ранних исследованиях, основанных на данных 1930–1970-х гг., соотношение массопереносов через пролив Фрама и Баренцево – Карское моря оценивалось как 1,6:1 [Тимофеев, 1960] или даже 3:1 [Никифоров, Шпайхер, 1980]. Позже, после инструментальных годичных наблюдений за течениями в проливе между м. Желания и Землей Франца-Иосифа [Loeng et al., 1997], это соотношение было пересмотрено в сторону выравнивания величин расходов. В последние годы появилась концепция, что БАВ является преобладающей водной массой атлантического происхождения в Арктическом бассейне вне котловины Нансена [Rudels, 2012]. Если эта гипотеза верна, то энергообмен с атмосферой и замерзание/таяние в Баренцевом море являются определяющими процессами, формирующими параметры АВ на большей части Арктического бассейна, тогда как влияние меридионального потока тепла из Северной Атлантики оказывается ограниченным Баренцевым морем (где происходит быстрая трансформация БАВ) и западной частью котловины Нансена (где ФАВ теряет прямой контакт с поверхностью океана). Однако недавние сообщения о значительных расхождениях в амплитуде и фазе термохалинных аномалий, обнаруженных в потоке АВ к востоку от желоба Св. Анны [Dmitrenko et al., 2009], заставляют предположить, что трансформация АВ носит более сложный характер и

что вклады БАВ и ФАВ в формирование характеристик промежуточных вод к востоку от хребта Ломоносова сопоставимы между собой.

Другой важный вопрос, связанный с взаимодействием двух основных ветвей АВ, это эффективность обмена теплом и солью между ними. В зоне слияния БАВ холоднее и преснее, чем ФАВ. На протяжении нескольких сотен миль к востоку от желоба Св. Анны две ветви двигаются параллельно, разделенные резким гидрофронтом. Вниз по потоку, вблизи хребта Ломоносова контраст между термохалинными параметрами ФАВ и БАВ практически стирается (напр. NABOS report, 2007: www.iarc.uaf.edu.nabos.php). В работе [Rudels, 2012] предложено несколько возможных объяснений наблюдаемым пространственным изменениям параметров ФАВ и БАВ между желобом Св. Анны и хребтом Ломоносова:

1. Вертикальный поток тепла от ФАВ в перемешанный слой, к морскому льду и в атмосферу приводит к быстрому понижению температуры ФАВ, но практически не влияет на ее соленость.

2. Перемешивание между двумя ветвями приводит к формированию одного ядра АВ, температура и соленость в котором меньше, чем в ядре ФАВ в зоне слияния. В этом случае исходные количества тепла и соли сохраняются в атлантической водной массе, но перераспределяются на больший объем.

3. Плотные воды, формирующиеся на шельфе архипелага Северная Земля, стекают вдоль континентального склона, вовлекая теплую, но более соленую ФАВ и переносят ее на большую глубину. При этом температура и соленость в АВ уменьшаются, но исходное количество тепла и соли сохраняется.

4. Большая часть ФАВ рециркулирует в котловине Нансена к северу от моря Лаптевых и возвращается к проливу Фрама, тогда как более холодная и пресная БАВ проникает в котловину Амундсена и Канадский бассейн.

Если гипотеза о доминировании более холодной и пресной БАВ на большей части Арктического бассейна справедлива, то одним из ее практических следствий должен стать существенный пересмотр существующих оценок вертикального потока тепла от АВ к морскому льду и атмосфере. Таким образом, понимание процессов трансформации ветвей АВ в восточной части котловины Нансена приобретает весьма конкретный практический смысл. В статье рассмотрена трансформация основных ветвей атлантической воды в северной части Карского моря и море Лаптевых. Для анализа использованы результаты гидрологических съемок, выполненных российскими и зарубежными научно-исследовательскими судами в период Международного полярного года, подкрепленные данными численного моделирования на модели OCCAM [Aksenov et al., 2011]. В разделе 2 кратко описаны методы исследования и дана характеристика исходных данных. В разделе 3 последовательно рассмотрен процесс трансформации АВ от зоны слияния (к северу от желоба Св. Анны) до центральной части моря Лаптевых. В заключительном разделе сформулированы и обсуждены основные выводы, следующие из выполненного исследования.

2. МЕТОДЫ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

OCCAM (Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling) – это глобальная модель циркуляции океана со свободной поверхностью, основанная на полных уравнениях движения в конечно-разностной форме. Подробное описание модели приведено в [Coward, de Cuevas, 2005]. Уравнения модели дискретизированы на горизонтальные z -уровни. Количество z -уровней в рассматриваемой постановке задачи составляло

66; 27 из них располагалось выше горизонта 400 м, а 14 верхних горизонтов – в слое 0–100 м. Это достаточно высокое разрешение по вертикали позволяет адекватно описывать высокоградиентные особенности вертикальной структуры в верхнем слое. Непосредственно у поверхности вертикальный шаг составляет 5 м, что гарантирует корректное воспроизведение эволюции верхнего квазиоднородного слоя в KPP-модели турбулентного замыкания [Large et al., 1994]. С точки зрения пространственного разрешения модель является глобально вихреразрешающей, включая также глубоководную часть АБ, где бароклинный радиус Россби составляет около 15 км, за исключением мелководных арктических шельфов с глубинами менее 50 м. Уравнения баланса компонент импульса дискретизированы на B -сетке Аракавы. В модели использован ряд техник, сглаживающих известные недостатки z -координатных моделей и улучшающих качество расчетов. В частности, применена схема частичного заполнения придонных узлов (*partial bottom cells scheme*), которая повышает точность расчета придонного градиента давления в случае сильно неоднородной топографии дна. Высокое пространственное разрешение модели и использование наиболее подробных на настоящий момент данных о рельефе дна СЛО [Jakobsson et al., 2000] позволяет надежно воспроизводить течения, контролируемые донной топографией. Ледовый блок модели ОССАМ включает модель движения льда с вязко-пластичной реологией [Hunke, Dukowicz, 1997] и трехслойную термодинамическую модель льда [Semtner, 1976], состоящую из двух слоев льда и одного слоя снега. Модель льда связана с моделью океана через схему, сохраняющую объем, так называемую *'embedded' sea ice scheme*, отличительной особенностью которой является использование квадратичного трения на нижней границе льда. Это позволяет учитывать высокочастотные колебания касательного напряжения ветра на каждом бароклинном временном шаге. Речной сток в модели отсутствует. Для предотвращения нереалистичного роста солёности, расчетная солёность на поверхности релаксируется к средним климатическим значениям. Технически эта процедура осуществляется путем временной интерполяции среднемесячной солёности при завершении каждого бароклинного шага и вычисления разницы между расчетной солёностью и интерполированным значением. Затем полученная разность пересчитывается в поток соли, с учетом эквивалентной скорости течения. Эта скорость определяется из условия, что добавление/отъем пресной воды, требуемые для возвращения солёности к среднему климатическому значению, происходит в течение 40 суток. Полученный таким способом поток соли используется для коррекции уровня. Описанная релаксационная процедура применяется только для самого верхнего расчетного уровня. При этом сохраняется интегральное содержание соли [Aksenov et al., 2011]. Граничные условия на верхней границе задавались на основе 6-часового реанализа метеорологических полей (www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html). В начальный момент времени движение отсутствовало, а поля температуры и солёности задавались на основе средних климатических данных из Атласа Мирового океана (www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html). Начальное распределение морского льда бралось из Атласа ледяного покрова СЛО [Романов, 1995].

Продолжительность расчета составила 22 года (1985–2006 гг.). Спинал модели в основном завершился в течение первых четырех лет интегрирования, хотя полного установления глобальной модели за такой короткий интервал времени, естественно, не произошло. Тем не менее основные интегральные параметры достигли квазирав-

новесного состояния: средняя кинетическая энергия, расходы через проливы Нордкап – Медвежий, Фрама и Берингов и ледовитость СЛО. Соответственно для анализа использовался интервал времени с 1989 по 2006 г.

Валидация модельных результатов выполнялась путем сравнения с данными измерений термохалинных и динамических параметров на разрезах и долговременных АБС, полученных в рамках недавних наблюдательских программ, выполнявшихся в период Международного полярного года (МППГ). Данные наблюдений также применялись для анализа результатов расчета. В данной статье на основе натурных данных рассчитаны оценки бюджета тепла и соли в выбранных слоях, для чего применялось следующее интегральное соотношение:

$$Q_k(x) = \frac{1}{L} \int_0^L dl \left[\int_{z_1(x)}^{z_2(x)} K(x, z) \cdot dz \right], \quad (1)$$

в котором $K(x, z)$ – это «вектор» с компонентами $\rho c_p(T - T_f)$ и ρS , описывающими плотность теплосодержания и солезапаса; $T(x, z)$ – температура воды; $T_f(S)$ – температура замерзания морской воды; $S(x, z)$ – соленость; L – длина разреза; dl – единичное расстояние вдоль разреза; z_1 и z_2 – границы интегрирования по вертикали. Формула (1) позволяет рассчитать теплосодержание (Q_T) и солезапас (Q_S), отнесенные к единице длины в системных единицах: Дж/м² и кг/м² соответственно. Нормировка на длину разреза делает результаты расчета сопоставимыми.

Натурные данные, использованные для расчетов, были получены в экспедициях НЭС «Академик Федоров», ААНИИ (океанографическая база данных ААНИИ) и л/к «Поларштерн» института им. Альфреда Вегенера [Schauer, 2008] в июле–сентябре 2007 г. Для расчетов были использованы данные с семи последовательных гидрологических разрезов, пересекающих континентальный склон Евразии между Землей Франца-Иосифа и Восточно-Сибирским морем. Измерения температуры и электропроводности морской воды производились при помощи штатных судовых гидрозондов SeaBird-911plus, а также с помощью портативного зонда SeaBird19 (с палубного вертолета НЭС «Академик Федоров»). Точность индивидуальных измерений температуры, электропроводности и давления составляет 0,005 °С, 0,0005 С/м и 0,002 % соответственно (<http://www.seabird.com>). Характеристики использованных гидрологических разрезов представлены в табл. 1, а их конфигурация – на рис. 2.

Таблица 1

Характеристики гидрологических разрезов

№ разреза	Судно	Координаты начала (с.ш., в.д.)	Координаты окончания (с.ш., в.д.)	Число зондирований	Дата
1	«Поларштерн»	81° 11'; 86° 19'	83° 16'; 86° 17'	18	19–22.08
2	«Академик Федоров»	81° 38'; 95° 51'	83° 29'; 101° 52'	8	11–12.08
3	«Академик Федоров»	81° 12'; 96° 48'	83° 10'; 108° 00'	10	12–14.08
4	«Академик Федоров»	80° 20'; 100° 54'	82° 09'; 112° 40'	10	13–14.08
5	«Академик Федоров»	79° 20'; 105° 00'	81° 45'; 120° 15'	10	17–18.08
6	«Академик Федоров»	78° 50'; 108° 23'	81° 01'; 121° 44'	9	17–18.08
7	«Поларштерн»	76° 26'; 122° 26'	79° 21'; 124° 21'	14	20–23.09

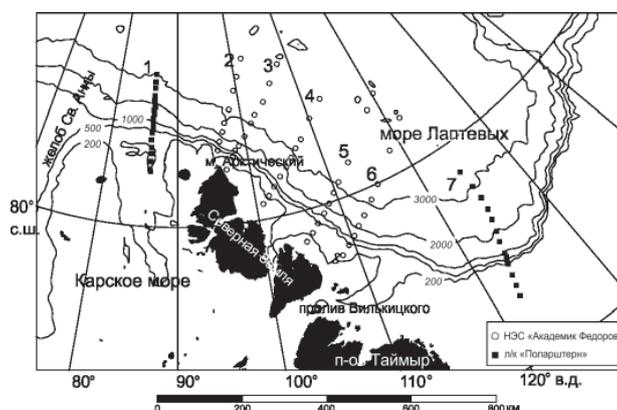


Рис. 2. Схема гидрологических разрезов, данные измерений на которых использовались для анализа.

Среднее расстояние между отдельными станциями на разрезах, выполненных с НЭС «Академик Федоров», составило 15–20 миль (1 миля = 1,8525 м) в глубоководной части, с уменьшением до 7–9 миль – у бровки шельфа. Среднее расстояние между отдельными станциями на разрезах, выполненных с л/к «Поларштерн», составило 8–12 миль и 3–5 миль – у бровки шельфа. Вертикальное разрешение измерений в обеих экспедициях составляло 1 м.

3. ТРАНСФОРМАЦИЯ АТЛАНТИЧЕСКОЙ ВОДЫ

Зона слияния ветвей атлантической воды к северу от желоба Св. Анны. Как известно [Rudels et al., 1994], структура потока АВ усложняется после прохождения траверса желоба Св. Анны, через который в котловину Нансена поступает модифицированная (охлажденная и распресненная) Баренцевоморская атлантическая вода. Эта водная масса представляет собой ответвление изначально единого потока АВ, проникающее в Баренцево море с Нордкапским течением. В отличие от фрамовской ветви, эта водная масса распространяется в слое, достигающем поверхности моря, и в силу этого активно отдает тепло в атмосферу в зимний сезон, ограничивая локальное ледообразование. В результате интенсивной теплоотдачи к моменту достижения северной части Карского моря и желоба Св. Анны эта вода в среднем имеет отрицательную температуру [Иванов, Кораблев, 2004]. Благодаря этому, потенциальная плотность БАВ выше, чем потенциальная плотность ФАВ, несмотря на то, что соленость последней несколько выше. Вертикальная структура ФАВ и БАВ в зоне слияния этих водных масс наглядно визуализирована на разрезе 1, представленном на рис. 3. Ниже поверхностного слоя (около 100 м), занятого полярной водой, с температурой, близкой к точке замерзания, в южной части разреза находится БАВ, которая подтекает под теплое и более соленое ядро ФАВ, и «отжимает» его от континентального склона [Schauer et al., 2002].

Термохалинные параметры водных масс, выделяемых на этом разрезе, хорошо определяются на *TS*-диаграмме (рис. 4а) и лежат в установленных ранее границах [Schauer et al., 2002]. На промежуточных глубинах выделяются: ФАВ (150–800 м), севернее ст. 76 и БАВ (200–1500 м или до дна в южной части разреза), к югу от ст. 165. На мелководных станциях ФАВ вырождается в тонкий подповерхностный

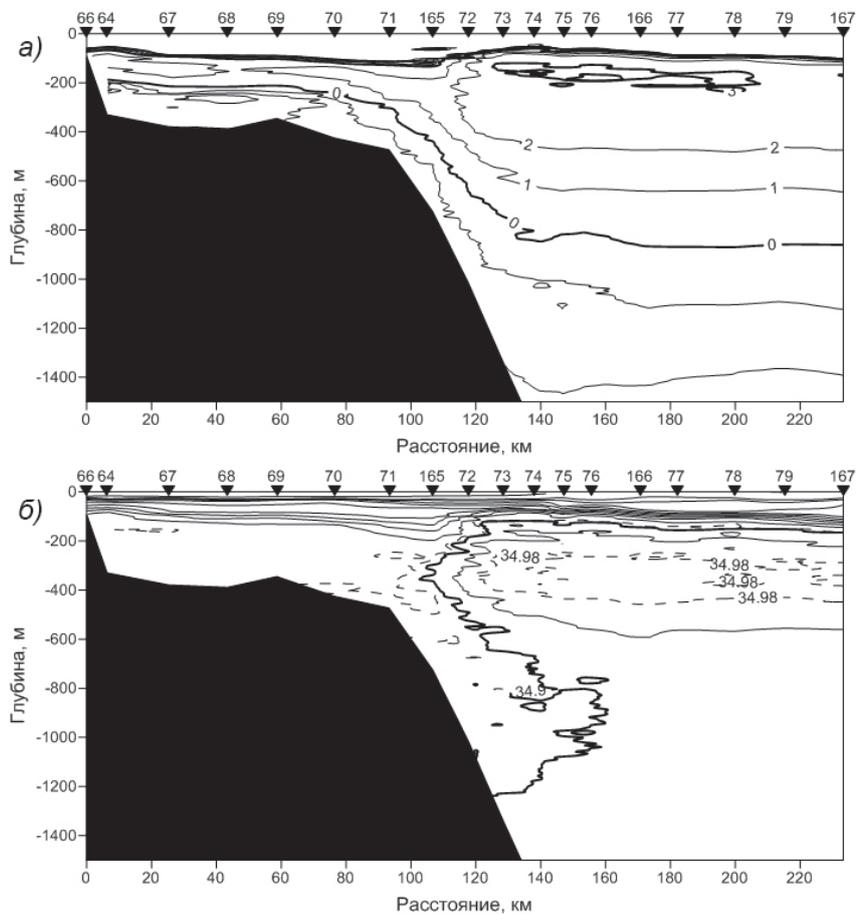


Рис. 3. Температура (а) и соленость (б) на вертикальном разрезе 1.

слой 100–200 м, который содержит так называемую возвратную атлантическую воду, являющуюся трансформированной ФАВ, рециркулирующей в желобе Св. Анны [Кириллов и др., 2012]. Термохалинные индексы, рассчитанные по данным на разрезе составляют: $2,83 \pm 0,18$ °С, $34,97 \pm 0,02$ (ФАВ); $1,23 \pm 0,12$, $34,87 \pm 0,01$ (возвратная ФАВ) и $-0,69 \pm 0,09$, $34,85 \pm 0,03$ (БАВ). Последняя фактически состоит из двух разделенных ядер с индексами: $-0,73 \pm 0,13$ °С, $34,83 \pm 0,02$ и $-0,66 \pm 0,07$, $34,86 \pm 0,01$. Неоднородность БАВ связана с многообразием процессов трансформации, которые претерпевает атлантическая вода в Баренцевом море: конвекция в открытом море и шельфовая конвекция в районе Новой Земли [Ivanov, Shapiro, 2005].

Дальнейшее распространение ветвей АВ вдоль континентального склона хорошо воспроизведено в численной модели. На рис. 5 представлены распределения температуры на вертикальном разрезе к северу от м. Арктический (о. Комсомолец, арх. Северная Земля) по данным наблюдений (NABOS-2006, www.nabos.iarc.usf.edu) и моделирования. На модельном распределении температуры также показаны изотахи нормальной компоненты скорости течения. Ядра ФАВ и БАВ надежно выделяются в

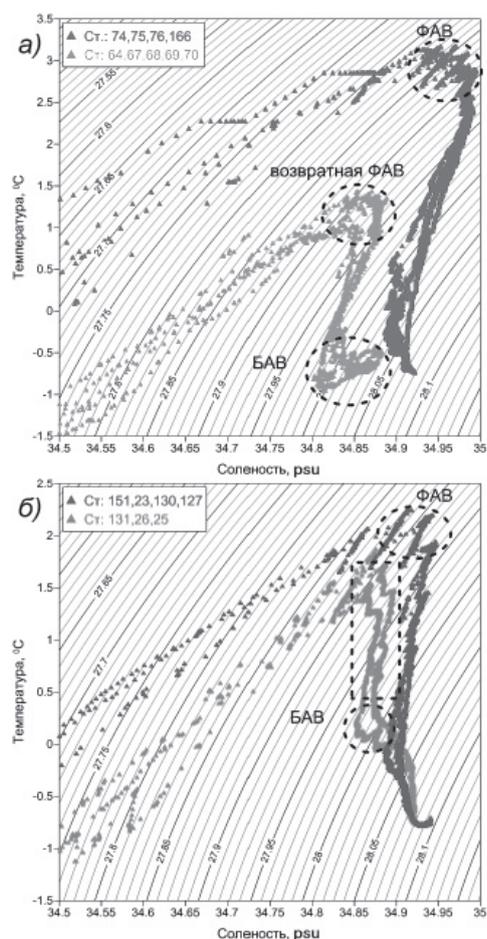


Рис. 4. *TS*-диаграмма, построенная по данным на разрезах 1 (а) и 7 (б).

полях измеренной и модельной температуры воды. Обращает на себя внимание следующий факт: максимальная скорость течения (более 7 см/с) не совпадает с ядрами указанных водных масс, а смещена к шельфу (изобата 400 м) и находится ближе к поверхности (около 180 м). В рамках традиционных представлений о бимодальности потока АВ к востоку от желоба Св. Анны с ядрами максимального переноса, совпадающими с ядрами ФАВ и БАВ [Rudels et al., 2004; Schauer et al., 2002], такой результат не находит объяснения. В то же время в литературе имеются косвенные свидетельства о том, что из Баренцева моря через желоб Св. Анны помимо БАВ выносятся также водная масса, сформированная из верхней части атлантической воды и имеющая более низкую плотность, чем ФАВ. Например, в [Rudels et al., 2004] указано, что суммарный эффект таяния льда, осадков и речного стока приводит к формированию в северо-восточной части Баренцева моря распресненного верхнего слоя толщиной 50–75 м. Этот слой хорошо перемешан вследствие зимней конвекции, характеризуется температурой, близкой к точке замерзания, и соленостью 34,5 psu. Согласно [Rudels et al., 2004], в дальнейшем эта водная масса выносятся через желоб

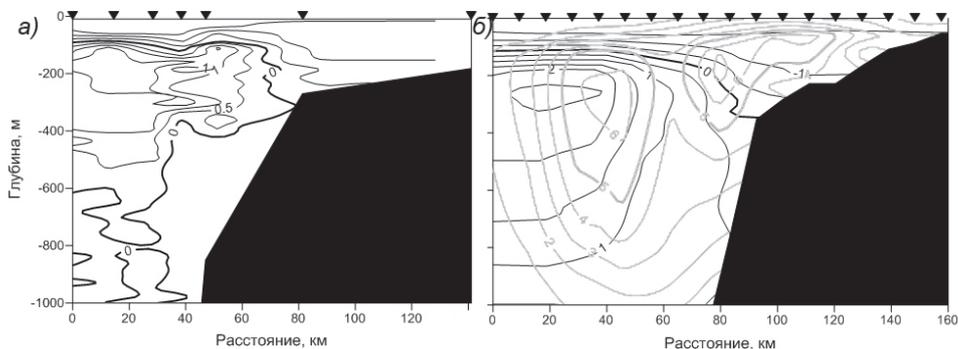


Рис. 5. Измеренная температура воды на разрезе у м. Арктический (90° в.д.) в сентябре 2009 г. (НАБОС-2006) (а) и рассчитанная на модели OCCAM средняя скорость течения (жирные изолинии) и температура к востоку от м. Арктический на 104° в.д. в сентябре (б).

Св. Анны, интенсивно перемешиваясь с более теплой и соленой ФАВ над верхней частью континентального склона, в значительной степени формируя воду холодного галоклина (ХГ) [Dmitrenko et al., 2011]. Как следует из рис. 5б, ядро течения, переносящего эту воду, надежно определяется по результатам выполненного моделирования, причем это течение оказывается наиболее значимой динамической структурой в восточной части котловины Нансена. Как указывалось выше, это течение именуется шельфовой атлантической водой (ШАВ), поскольку оно фактически переносит трансформированную атлантическую воду.

Море Лаптевых. Интенсивные взаимодействия между тремя ветвями атлантической воды и окружающими водными массами в море Лаптевых приводят к быстрым изменениям их параметров. Вертикальное распределение температуры и солёности на разрезе 7 показывает конечный результат указанной трансформации (рис. 6б). На этом разрезе наблюдается ряд характерных особенностей в распределении температуры и солёности, являющихся ключевыми для понимания процесса трансформации. По сравнению с распределением температуры в зоне слияния (см. рис. 3а), площадь, занятая водой с положительной температурой, заметно расширена и непосредственно примыкает к континентальному склону в диапазоне глубин 300–900 м. В то же время максимальная температура в ядре ФАВ меньше соответствующего значения в зоне слияния на 1°C . Изопикнически согласованное уменьшение испытывает и солёность, причем наблюдается также значительное сокращение площади, занятой водой с солёностью, превышающей 34,90 psu. Столь значительные изменения на сравнительно небольшом пространственном масштабе позволяют предположить начало формирования новой водной массы, компонентами которой являются ФАВ и БАВ. Эта формирующаяся водная масса охватывает диапазон глубин 200–1000 м на ст. 31, 26 и 25. С точки зрения классического *TS*-анализа указанная вода еще не может считаться отдельной водной массой, поскольку на *TS*-диаграмме она не характеризуется соответствующим экстремумом (см. рис. 4б). В то же время наблюдается ряд характерных особенностей, которые позволяют выделять эту воду в самостоятельный объект. Эта вода имеет положительную температуру, заметно меньшую, чем температура в ядре ФАВ. В ней отсутствует локальный максимум солёности (который наблюдается в ФАВ) и локальный минимум солёности (который наблюдается в БАВ).

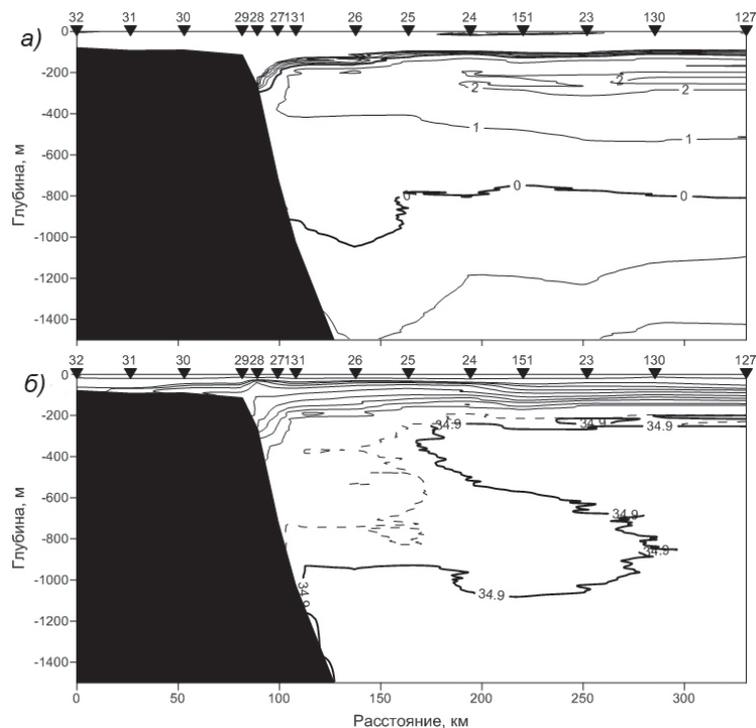


Рис. 6. Температура (а) и соленость (б) на вертикальном разрезе 7.

Эта вода непосредственно примыкает к континентальному склону, что делает ее наиболее мобильной в силу того, что ядро скорости пограничного течения прижато к континентальному склону (см. рис. 5б). Смещение ядра ФАВ от континентального склона (напомним, что в западной части котловины Нансена это ядро непосредственно примыкает к континентальному склону [Aksenov et al., 2011] при движении от зоны слияния до разреза 7 возрастает от 40 до 150 км, что увеличивает вероятность того, что собственно ФАВ в дальнейшем рециркулирует вдоль хребта Ломоносова и в Канадский бассейн не проникает, а вода с положительной температурой, которая распространена в Канадском бассейне, является описанной выше водной массой, сформированной из ФАВ и БАВ в море Лаптевых.

Количественная оценка процесса трансформации была выполнена методом классического *TS*-анализа, результаты которого представлены в табл. 2 и на рис. 7. «Исходные» ядра ФАВ и БАВ соответствуют разрезу 1, а «конечные» продукты трансформации – разрезу 7. Как следует из рис. 7, перемешивание указанных водных масс происходит приблизительно вдоль пунктирной линии. Поскольку линия смешения пересекает изопикны, перемешивание является диапикническим: потенциальная плотность ФАВ возрастает на 0,063 ед., а потенциальная плотность БАВ уменьшается на 0,019 ед. Среднее уменьшение температуры ФАВ ($-1,21$ °C) заметно превышает по абсолютной величине возрастание температуры БАВ (0,73 °C). Аналогичное соотношение наблюдается и в изменениях солености: ($-0,06$ против 0,02 psu). Скорость трансформации не постоянна. Изменения между разрезами 1 и 4 почти в 5 (!) раз

Таблица 2

TS-индексы ФАВ и БАВ на последовательных разрезах

$T, ^\circ\text{C}$	S, psu	σ_t	$T_{\text{СКО}}, ^\circ\text{C}$	$S_{\text{СКО}}, \text{psu}$	$\sigma_{t\text{СКО}}, \text{ед.}$	Водная масса	Номер разреза
2,833	34,97	27,876	0,176	0,017	0,027	ФАВ	1
-0,658	34,865	28,03	0,067	0,007	0,006	БАВ	1
2,56	34,969	27,899	0,284	0,02	0,033	ФАВ	2
-0,419	34,884	28,034	0,122	0,01	0,01	БАВ	2
2,448	34,957	27,899	0,222	0,02	0,025	ФАВ	3
-0,408	34,88	28,03	0,276	0,013	0,02	БАВ	3
-0,333	34,874	28,021	0,28	0,017	0,022	ФАВ	4
2,293	34,944	27,902	0,17	0,012	0,018	БАВ	4
1,837	34,93	27,928	0,195	0,013	0,018	ФАВ	5
-0,315	34,871	28,018	0,254	0,016	0,021	БАВ	5
1,656	34,925	27,937	0,33	0,011	0,023	ФАВ	6
-0,151	34,878	28,015	0,317	0,018	0,024	БАВ	6
1,627	34,924	27,939	0,348	0,01	0,025	ФАВ	7
0,064	34,887	28,011	0,221	0,011	0,018	БАВ	7

превышают изменения между разрезами 4 и 7, при том, что расстояния между указанными парами разрезов очень близки. Возможное объяснение этому состоит в том, что на участке между разрезами 1 и 4 в процессе трансформации принимают участие также шельфовые воды [Ivanov, Golovin, 2007], а также обмен теплом и солью на верхней границе ФАВ [Dmitrenko et al., 2011; Polyakov et al., 2010].

Количественные оценки возможных вариантов перемешивания, приводящих к наблюдаемой трансформации ФАВ и БАВ, выполнялись в соответствии с формулой (1), которая применялась для индивидуальных слоев на последовательности разрезов,

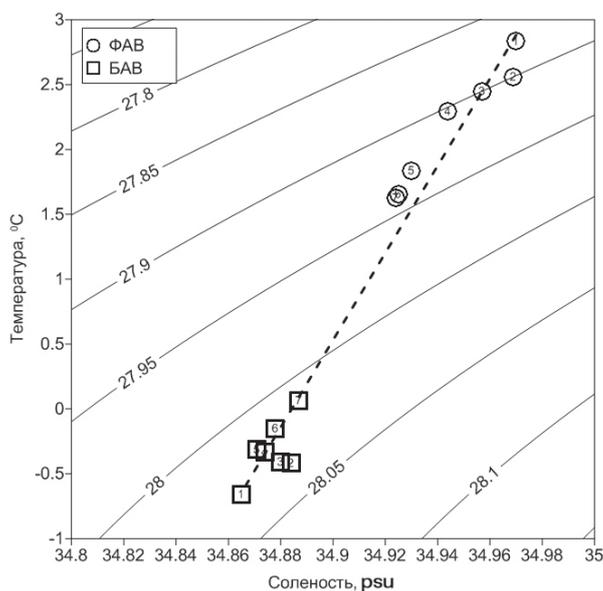


Рис. 7. TS-индексы ФАВ и БАВ на последовательных разрезах. Пунктирной линией показана траектория смешения.

представленных в табл. 2. Задавались следующие характерные слои: (1) слой с положительной температурой воды глубже 50 м, аппроксимирующий ФАВ; (2) слой с отрицательной температурой воды в диапазоне глубин 200–1500 м, аппроксимирующий БАВ; (3) слой, ограниченный снизу ФАВ, а сверху температурным минимумом. Этот слой ассоциирован с холодным галоклином (а в динамическом аспекте – с ШАВ), предположительно является «стоком» тепла для нижележащей ФАВ [Polyakov et al., 2010; Dmitrenko et al., 2011]. Результаты расчета представлены в табл. 3. Балансовые оценки подтверждают гипотезу (см. Введение), что основная трансформация ФАВ и БАВ происходит вследствие их непосредственного перемешивания. Теплосодержание и солезапас ФАВ в целом уменьшаются -496 ± 1188 МДж/м²; $-0,30 \pm 2,84$ Тн/м², тогда как аналогичные параметры БАВ возрастают 236 ± 741 МДж/м²; $1,12 \pm 4,49$ Тн/м². Указанные изменения между соответствующими разрезами происходят в противофазе. Однако уменьшение теплосодержания ФАВ более чем вдвое превышает по абсолютной величине возрастание теплосодержания БАВ, что указывает на то, что на баланс тепла и соли ФАВ влияют также другие источники/стоки. Одним из таких вероятных стоков является вышележащий слой холодного галоклина (ХГ) [Polyakov et al., 2010; Polyakov et al., 2012], переносимого вдоль континентального склона ШАВ [Aksenov et al., 2011].

Таблица 3

Разность теплосодержания и солезапаса для последовательных разрезов

Расстояние, км	Разность теплосодержания, МДж/м ²				Разность солезапаса, Тн/м ²			
	ФАВ	БАВ	ШАВ	Невязка	ФАВ	БАВ	ШАВ	Невязка
166,79	-2086,5	1567,2	39,2	-480,1	-2,63	9,04	0,44	6,85
229,65	-410,2	0,4	24,8	-385,1	-0,24	-0,09	0,30	-0,03
350,77	196,9	-396,5	45,8	-153,8	0,98	-2,30	0,83	-0,49
479,91	-1657,2	575,6	81,6	-1000,1	-3,66	3,28	0,16	-0,22
582,98	-126,0	45,4	-8,3	-88,5	-0,64	0,07	0,03	-0,54
799,49	1102,2	-374,1	-59,1	668,9	4,38	-3,26	-0,87	0,24

Среднее поступление тепла в ШАВ оценивается в 20 ± 48 МДж/м² и $0,15 \pm 0,57$ Тн/м². Несмотря на то, что эти величины примерно на порядок меньше изменений теплосодержания и солезапаса, связанных с перераспределением между ФАВ и БАВ, они достаточно значимы для баланса верхнего слоя океана. Отличные от общей тенденции изменения теплосодержания и солезапаса между двумя последними разрезами, возможно, объясняются тем, что, как было показано выше, примыкающая к склону 100-километровая зона на разрезе 7 занята производной от ФАВ и БАВ водной массой. Эта водная масса частично охватывает область положительной температуры воды, а частично – область отрицательной температуры воды. Это означает, что ее формальное разделение по нулевой изотерме является искусственным и не вполне корректно. Следует также отметить, что изменения в ядрах водных масс согласованы с пространственными изменениями теплосодержания и солезапаса. Остаточное (несбалансированное) теплосодержание в среднем составляет -239 ± 550 МДж/м², а солезапас $0,97 \pm 2,90$ Тн/м². Знаки соответствующих компонент указывают на несбалансированный сток тепла и избыточное поступление соли. Наиболее вероятное объяснение остаточных членов с такими знаками связано с боковым обменом, и в первую очередь с перемешиванием с холодными и осолоненными шельфовыми водами, стекающими в

бассейн в процессе каскадинга на шельфе и склоне Северной Земли [Ivanov, Golovin, 2007]. Используя значение связанного с каскадингом максимального притока тепла в атлантический слой $-0,02$ МВт/м² [Ivanov, Golovin, 2007], получаем, что для уменьшения теплосодержания на 239 МДж/м² достаточно притока шельфовых вод в ФАВ в течение 3-х часов. Таким образом, можно заключить, что вклады в баланс тепла и солей ФАВ вносят перемешивание с БАВ (48 %), перемешивание с шельфовыми водами (48 %) и перемешивание с ШАВ (4 %).

4. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Обобщая основные результаты совместного анализа данных океанографических наблюдений и математического моделирования с высоким пространственным разрешением, можно сделать следующие выводы. Структура переноса АВ вдоль евразийского континентального склона является более сложной, чем считалось ранее. Согласно традиционным представлениям, основной поток пограничного течения сосредоточен в двух ветвях, переносящих воды атлантического происхождения: фрамовской ветви (ФАВ) – продолжения Западно-Шпицбергенского течения в промежуточном слое (150–900 м) котловины Нансена и баренцевоморской ветви (БАВ), распространяющейся через Баренцево море и поступающей в Арктический бассейн в сильно трансформированном виде (вследствие охлаждения и распреснения) через желоб Св. Анны. В недавно опубликованной статье [Aksenov et al., 2011] обосновано существование третьей ветви пограничного течения, которая располагается на границе шельфа и континентального склона и, в силу этого, именуется шельфовой ветвью (ШАВ).

Интенсивное взаимодействие между тремя ветвями атлантической воды на участке от зоны их слияния (к северу от желоба Св. Анны) до центральной части моря Лаптевых приводит к фундаментальному изменению структуры переноса и термохалинных характеристик водных масс. Наблюдаемой трансформации также способствует перемешивание с уплотненными водами, формирующимися на шельфе архипелага Северная Земля. Важнейшим результатом этого сложного взаимодействия является формирование новой водной массы, основными компонентами которой являются ФАВ и БАВ. Эта формирующаяся водная масса охватывает диапазон глубин 200–1000 м, имеет положительную температуру и не имеет локальных максимумов солености. Она непосредственно примыкает к континентальному склону, что делает ее наиболее мобильной и, в силу этого, главным кандидатом на проникновение в Канадский бассейн, в отличие от ФАВ, которая в море Лаптевых отсекается от континентального склона и в дальнейшем, вероятнее всего, рециркулирует вдоль хребта Ломоносова в направлении пролива Фрама. В диапазоне глубин 1000–1500 м сохраняются термохалинные параметры БАВ, соответствующие их «исходным» значениям в зоне слияния к северу от желоба Св. Анны. Эта водная масса не имеет препятствий для проникновения в Восточную Арктику, о чем свидетельствуют имеющиеся публикации по данному вопросу (напр. [Rudels, 2012]).

Наблюдаемое с конца XX в. сокращение летнего арктического ледяного покрова, скорость которого заметно возросла в последние годы, способствует усилению влияния атлантических вод на тепловой режим Арктического бассейна [Иванов и др., 2013]. При значительном уменьшении летнего ледяного покрова ФАВ и БАВ будут медленнее терять тепло в силу того, что теплопотери на таяние льда уменьшатся. В результате параметры ветвей атлантической воды в зоне слияния могут заметно измениться в сторону возрастания температуры. Следствием этого, очевидно, может стать более

интенсивный адвективный приток тепла в Арктический бассейн и, соответственно, продвижение зоны атлантического влияния в Канадский сектор Арктического бассейна – так называемая «атлантификация» («Atlantification») Арктики – процесс, документированный в настоящее время в Баренцевом море [Arthun et al., 2012].

Данное исследование выполнено в рамках темы ЦНТП Росгидромета «Развитие моделей и технологий расчетов и прогнозов гидрометеорологических характеристик акваторий Мирового океана, морей и морских устьев рек России», при поддержке гранта европейской рамочной программы EU FP7 ACCESS и гранта ONR-Global 62909-12-1-7013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов В.В., Кораблев А.А.* Структура и динамика океанских фронтов // Крупномасштабные гидрометеорологические процессы в Норвежском и Гренландском морях / Под ред. Г.В.Алексеева и П.В.Богородского. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. С. 41–55.
- Иванов В.В.* Атлантические воды в западной Арктике // Комплексные океанографические исследования в Северном Ледовитом океане / Под ред. А.П.Лисицына. М.Е.Виноградова и Е.А.Романкевича. М.: Научный мир, 2002. С. 76–91.
- Иванов В.В., Кораблев А.А.* Атлантическая вода в Арктическом бассейне и окраинных морях // Формирование и динамика современного климата Арктики / Под ред. Г.В.Алексеева. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. С. 125–147.
- Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. В печати.
- Кириллов С.А., Дмитренко И.А., Иванов В.В., Аксенов Е.О., Махотин М.С., де Куэвас Б.Э.* Влияние атмосферной циркуляции на динамику промежуточного слоя вод восточной части глубоководного желоба Святой Анны // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 212–215.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
- Романов И.П.* Атлас морфометрических характеристик льда и снега в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 152 с.
- Тимофеев В.Т.* Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 191 с.
- Aksenov Y., Ivanov V.V., Nurser A.J.G., Bacon S., Polyakov I.V., Coward A.C., Naveira-Garabato A.C., Beszczynska-Moeller A.* // The Arctic Circumpolar Boundary Current // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. C09017. P. 1–28. doi:10.1029/2010JC006637.
- Arthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Scagseth O., Ingvaldsen R.B.* Quantifying the Influence of Atlantic Heat on Barents Sea Ice Variability and Retreat // J. Climate. 2012. Vol. 25. P. 4736–4743.
- Coward A.C., De Cuevas B.A.* The OCCAM 66 level model: model description, physics, initial conditions and external forcing. Southampton Oceanography Centre Internal Document // Southampton Oceanography Centre. 2005. № 99. P. 83.
- Dmitrenko I., Kirillov S., Ivanov V., Woodgate R., Polyakov I., Koldunov N., Fortier L., Lalande C., Kaleschke L., Bauch D., Hölemann J., Timokhov L.* Seasonal modification of the Arctic Ocean intermediate water layer off the eastern Laptev Sea continental shelf break // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. C06010. P. 1–19. doi:10.1029/2008JC005229.
- Dmitrenko I.A., Ivanov V.V., Kirillov S.A., Vinogradova E.L., Torres-Valdes S., Bauch D.* Properties of the Atlantic derived halocline waters over the Laptev Sea continental margin: Evidence from 2002 to 2009 // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. C10024. P. 1–9. doi:10.1029/2011JC007269.
- Hunke E.C., Dukowicz J.K.* An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. Vol. 27 (9). P. 1849–1867.

- Ivanov V.V., Shapiro G.I.* Formation of dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea // *Deep Sea Research*. 2005. Part I. Vol. 52. P. 1699–1717.
- Ivanov V.V., Shapiro G.I., Huthnance J.M., Aleynik D.M., Golovin P.N.* Cascades of dense water around the World Ocean // *Progress in Oceanography*. 2004. Vol. 60. P. 47–98.
- Jakobsson M., Cherkis N.Z., Woodward J., Macnab R., Coackley B.* New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers // *EOS Transactions. AGU*. 2000. Vol. 81 (9). P. 89, 93, 96.
- Large W. G., McWilliams J. C., Doney S.C.* Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization // *Rev. Geophys.* 1994. Vol. 32. P. 363–403.
- Loeng H., Ozhigin V., Ardlandsvik B.* Water fluxes through the Barents Sea // *ICES J. Mar. Sci.* 1997. Vol. 54. P. 310–317.
- Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J.* Arctic Ocean Warming Contributes to Reduced Polar Ice Cap // *J. Phys. Oceanogr.* 2010. Vol. 40. P. 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1.
- Polyakov I.V., Pnyushkov A., Rember R., Ivanov V., Lenn Y-D., Padman L., Carmack E.C.* Mooring-based observations of the double-diffusive staircases over the Laptev Sea // *J. Phys. Oceanogr.* 2012. Vol. 42. P. 95–109.
- Rudels B.* Arctic Ocean circulation and variability – advection and external forcing encounter constraints and local processes // *Ocean Science*. 2012. Vol. 8. P. 261–286.
- Rudels B., Anderson L.G., Jones E.P.* Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // *J. of Geophys. Res.* 1996. Vol. 101 (C4). P. 8807–8821.
- Rudels B., Jones E.P., Schauer U., Eriksson P.* Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters // *Polar Research*. 2004. Vol. 23(2). P. 181–208.
- Schauer U., Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Muench R.D., Björk G., Swift J.H., Ivanov V.V., Larsson A.-M.* Confluence and redistribution of Atlantic Water in the Nansen. Amundsen and Makarov basins // *Annales Geophysicae*. 2002. Vol. 20. P. 257–273.
- Schauer U.* The expedition ARKTIS-XXII/2 on the Research Vessel Polarstern. Edited by R. Stein and K. Fahl // *Reports on Polar and Marine Research*. 2008. Vol. 579. 271 p.
- Semtner A.J.* A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigation of climate // *J. Phys. Oceanogr.* 1976. Vol. 6. P. 379–389.

V.V.IVANOV, E.O.AKSENOV

ATLANTIC WATER TRANSFORMATION IN THE EASTERN NANSEN BASIN: OBSERVATIONS AND MODELLING

The joint analysis of hydrographic observations and high resolution numerical modelling is presented for the eastern Nansen Basin in the Arctic Ocean. The process of Atlantic Water transformation on its pathway along the Eurasian continental margin is the major goal of this analysis. It is demonstrated that the structure of Atlantic Water flow is more complicated than is conventionally considered. Intensive interaction between individual branches of this water en route from the confluence zone (North of St. Anna Trough) to the central Laptev Sea leads to fundamental changes in the flow structure and thermohaline properties of water masses. Dense water originating on the adjoining shelf of Severnaya Zemlya archipelago also contributes to the observed transformation. The end product of the transformation process is new water mass, which includes waters of Fram strait branch and Barents Sea branch of Atlantic water. This water masses occupies the depth range 200–1000 m. It is characterised by the positive temperature and by the absence of local maxima on temperature and salinity vertical profiles. Sitting on the continental slope makes this water mass quite mobile and

therefore – the major candidate to reach Canadian Basin. This perspective is less likely for the original Fram strait branch water. In the Laptev Sea this water is detached off the continental margin and is likely to recirculate towards Fram Strait along the Lomonosov Ridge without entering Canada basin.

Keywords: water masses, ocean currents, mixing, heat and salt fluxes, Atlantic Water, Arctic Ocean.