

СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМОХАЛИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОД В РАЙОНЕ КОРАБЛЯ ПОГОДЫ «МАЙК»

канд. геогр. наук А.В.СМИРНОВ¹, канд. геогр. наук А.А.КОРАБЛЕВ²,
мл. науч. сотр. А.Е. ВЯЗИЛОВА¹

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

² — Геофизический институт университета г. Берген, Норвегия

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Европейский бассейн (СЕБ) является важным связующим звеном между Атлантическим океаном и Арктическим бассейном Северного Ледовитого океана. В восточных частях региона теплые и соленые атлантические воды (АВ) проникают далеко на север (Никифоров, Шпайхер, 1980; Hansen, Osterhus, 2000). Встречный поток на юг вдоль побережья Гренландии выносит полярные воды и морской лед. Холодные и плотные воды в промежуточном и глубинных слоях двигаются на юг, формируя глубоководный перелив в Северную Атлантику. Изменения термохалинного режима в СЕБ оказывают прямое влияние на глобальную термохалинную циркуляцию (Dickson et al., 2008), погодные условия и климат северо-западной Европы и Арктики (Bengtsson et al., 2004).

По результатам крупномасштабных экспедиционных работ ААНИИ в конце XX в., направленных на изучение структуры и изменчивости океанографических полей и процессов взаимодействия океана и атмосферы в СЕБ, был выполнен целый ряд исследований и их обобщений (Алексеев, 1984, 2000; Алексеев и др., 1989, 1995, 1990; Алексеев, Кораблев, 1994; Алексеев, Николаев, 1987; Алексеев, Широков, 1988; Кораблев, 1994, 1987). В настоящем исследовании освещаются изменения состояния термохалинного режима в Норвежском море на основе океанографических наблюдений, выполнявшихся в районе корабля погоды «Майк» в период с 1948 по 2013 г.

ДАННЫЕ

Надежность оценки сезонной и межгодовой изменчивости термохалинных характеристик зависит от продолжительности используемых рядов данных. Согласно базе океанографических данных, созданной в ААНИИ для Северо-Европейского бассейна (Кораблев и др., 2007; Смирнов и др., 2011), наиболее обеспеченным наблюдениями в Норвежском море является район корабля погоды «Майк» (КПМ) с центром в точке 66° с.ш., 2° в.д. База океанографических данных постоянно пополняется как за счет ставших доступными исторических, так и современных данных. Общее количество океанографических станций в базе к моменту написания статьи превысило 740 000 для области 50–82° с.ш., 80° з.д. – 70° в.д.

Наблюдения в районе КПМ начались 1 октября 1948 г. и прекратились 1 января 2010 г. Это был последний из тринадцати кораблей погоды, учрежденных в послевоенное время для нужд гражданской авиации. Океанографическая программа включала наблюдения за температурой, соленостью и кислородом (с 1953 г.) до глубины 1000 м (3–4 раза в неделю) и до 2000 м (раз в неделю). Положение КПМ (попеременно использовались 3 корабля погоды) не было строго фиксировано (вследствие дрейфа судов), что стало причиной существенного разброса положения станций. Обеспеченность наблюдениями по длине ряда неравномерна, так в начале и конце 1970-х гг. ряд данных прерывался на несколько месяцев. После прекращения работы корабля погоды в начале 2010 г. на его месте была установлена буйковая станция. Также ряд наблюдений может быть продлен за счет дрейфующих буйев Арго, эпизодически всплывающих в этом районе.

В работе использованы данные 12 463 станций, расположенных в радиусе 50 км от центральной точки. Увеличение размеров области осреднения практически не изменяет сезонного хода вследствие сильной адвективной составляющей и преобладающего вклада количества измерений в точке КПМ. Выбор размеров области осреднения определялся также и количеством наблюдений, достаточным для получения достоверных оценок. Исходя из временного распределения числа данных, расчет среднемноголетних месячных значений параметров проводился для периода с 1948 по 2013 г.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМОХАЛИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Сезонные изменения температуры воды проявляются сильнее всего в верхнем слое под влиянием летнего прогрева и охлаждения в холодную часть года (рис. 1 цв. вклейки), происходящих локально, а также вверх по потоку в Северной Атлантике, в результате адвекции сезонного хода Северо-Атлантическим течением. Сезонный максимум среднемноголетней температуры воды (11,7 °С) наблюдается в августе и совпадает с наибольшим распреснением (35,04 ‰). Минимум температуры воды (6,2 °С) приходится на март (рис. 1 цв. вклейки).

Перераспределение сезонного максимума температуры (рис. 1 цв. вклейки) с поверхности в нижележащие слои происходит со значительной временной задержкой. В верхнем 10-метровом слое максимум приходится на август, а в слоях 30–50 м — на сентябрь, 75–100 м — на октябрь, 125–150 м — на ноябрь, 200–300 м — на декабрь, 400–500 м — на февраль, 600–800 м — на март, в то время как на горизонте 800 м более интенсивный максимум температуры наблюдается в октябре.

Сезонный минимум температуры воды в годовом ходе формируется в процессе зимнего конвективного перемешивания (Кораблев, 1994). В марте верхний 250-метровый слой максимально выхолаживается, а нижнюю границу слоя можно принять за среднемноголетнюю глубину конвекции в районе КПМ (рис. 1 цв. вклейки). В слое 300–500 м минимальная температура наблюдается в ноябре, в слое 1000–2000 м — в июле. С сентября по февраль температура поверхностного слоя понижается, март — переходный месяц, а в апреле начинается рост. Наибольшая глубина слоя, в котором вертикальный градиент температуры не превышает 0,5 °С, составляет 170 м (март). На горизонте 300 м амплитуда годового хода температуры составляет около 1 °С, убывая до 0,04 °С на глубине 1000 м. На формирование сезонных изменений ниже летнего термоклина помимо вертикального перемешивания оказывает влияние адвекция термохалинных характеристик из Северной Атлантики.

Анализ наблюдений за температурой выявил, что одним из факторов формирования изменчивости океанографических характеристик в Норвежском море является изменение положения зоны фронтальных разделов и Норвежского течения (Алексеев, Широков, 1988). Среднемноголетние значения среднеквадратических отклонений (СКО) температуры более $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ локализованы в слое 150–550 м, а более $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в слое 200–500 м. Указанные глубины соответствуют положению зон наиболее резких градиентов поперек фронтальных разделов (Кораблев, 1987). Изменения СКО температуры на глубине обострения градиентов не имеют ярко выраженного сезонного хода. Можно отметить лишь незначительное понижение их величин в летний период.

Многолетние изменения средней за год температуры воды на поверхности в районе КПП согласованы с изменениями температуры воздуха (рис. 2). Коэффициент корреляции между ними равен 0,8 (при коэффициенте детерминации $R^2 = 0,63$).

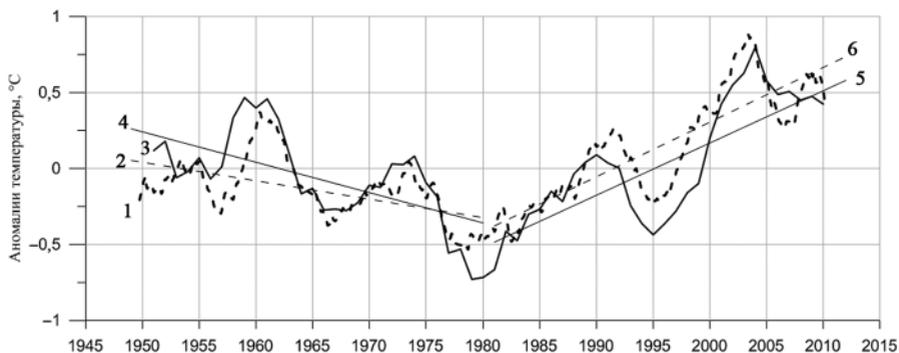


Рис. 2. Временные серии аномалий среднегодовой температуры воздуха и поверхности воды по данным КПП: 1 — температура поверхности воды; 2 — линейный тренд температуры поверхности воды за период 1948–1981 гг.; 3 — температура воздуха; 4 — линейный тренд температуры воздуха за период 1948–1981 гг.; 5 — линейный тренд температуры воздуха за период 1981–2012 гг.; 6 — линейный тренд температуры поверхности воды за период 1981–2012 гг.

Анализ коэффициентов корреляции за отдельные месяцы (табл. 1) показал, что абсолютный минимум корреляции приходится на февраль, а максимум — на июль и август. При этом летние значения превосходят зимние более чем в два раза. Это свидетельствует о значительном рассогласовании полей температуры атмосферы и океана в зимний период (Алексеев, Николаев, 1987). Летом доминирует влияние радиационного прогрева, тогда как зимой основное влияние на формирование аномалий температуры оказывает адвекция.

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями температуры воды и температуры воздуха, рассчитанные по данным КПП за 1949–2008 гг.

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0,44	0,21	0,36	0,56	0,66	0,84	0,90	0,91	0,82	0,56	0,55	0,54

На рис. 2 можно выделить два характерных периода с разнонаправленными трендами: период понижения температуры (1949–1980) и период ее повышения (1981–2012). Величины трендов температуры воздуха составили $-0,02\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ для первого периода и $0,034\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ для второго. Аналогично тренды для температуры воды составили $-0,012\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и $0,036\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ соответственно.

Распределение солёности по глубине характеризуется подповерхностным максимумом, большую часть года локализованным на глубинах от 50 до 100 м (рис. 3 цв. вклейки). Это создает условия для возникновения неустойчивости глубже слоя максимума, контролируемой изменениями температуры воды. В теплую часть года (июнь–октябрь) формируется верхний распресненный слой толщиной не более 30–50 м. Интенсивность летнего распреснения верхнего 30 м слоя по среднемноголетним данным (рис. 3 цв. вклейки) составляет для района КПМ величину порядка 0,1 ‰. Глубина залегания ядра с наибольшей солёностью имеет ярко выраженный сезонный ход с максимумом в сентябре–октябре, а его происхождение связано с присутствием атлантической воды (АВ), поступающей из Северной Атлантики, главным образом через Фареро-Шетландский пролив (ФШП).

В осенне-зимний период перемешивание ослабляет вертикальный градиент солёности, а с января по май высокая солёность наблюдается от поверхности до глубины максимума. Зимнее перемешивание происходит на фоне непрерывной адвекции АВ. Как и в случае с температурой, зимние вертикальные профили солёности формируются вверх по потоку (Gathman, 1986). Однако степень трансформации усиливается по мере движения на север как за счет взаимодействия с атмосферой (увеличение потоков), так и вследствие горизонтального перемешивания (Isachsen et al., 1986). Солёность поверхностного слоя с августа по январь непрерывно растет. Наоборот, в слое 50–200 м происходит ее снижение, особенно интенсивное с сентября по ноябрь. К декабрю в слое 0–200 м формируется однородное вертикальное распределение солёности. Зимняя конвекция перемешивает верхний распресненный слой, снижая устойчивость стратификации. Однако высокий теплозапас и непрерывная адвекция АВ в районе КПМ препятствует более глубокому проникновению конвекции.

Возникновение максимума солёности на поверхности в апреле определяется тем, что поступающая АВ вовлекается в процесс конвективного перемешивания, повышая тем самым среднюю солёность перемешанного слоя. Только после уменьшения интенсивности вертикального обмена начинается падение солёности на поверхности. Нижняя граница АВ в рассматриваемом районе, если судить по изменению вертикальных градиентов солёности, располагается на глубине примерно 600 м. Глубже начинают проявляться неоднородности в распределении среднего годового хода солёности. Можно выделить несколько периодов с повышенными значениями солёности на глубинах более 800 м: в феврале–марте, апреле–мае, сентябре–октябре, декабре–январе.

Можно предположить два механизма возникновения указанных возмущений поля солёности. Первый связан с адвекцией свойств из сопредельных районов, второй — с возможным вертикальным обменом на нижней границе АВ (Кораблев, 1994; Кораблев, 1987). Охлаждение снизу более солёной воды может приводить к возникновению неустойчивости. Обращает на себя внимание тот факт, что сильное осолонение промежуточных слоев в октябре совпадает по времени с максимальным заглублением солёного ядра АВ в верхнем слое.

Годовой ход плотности воды (рис. 4) служит интегральным показателем изменения термохалинных условий и вертикального обмена. В верхнем слое можно выделить три периода в изменении стратификации плотности:

- период высокой устойчивости под влиянием прогрева и распреснения (май–август);
- предконвективный период, когда в процессе охлаждения происходит увеличение плотности и глубины перемешанного слоя (сентябрь–январь);

– период развитой конвекции с однородным вертикальным распределением плотности (февраль–апрель);

Увеличение толщины однородного верхнего слоя, для которого характерна вертикальная ориентация изопикн, начинается в октябре, затем происходит постепенное уменьшение величин вертикальных градиентов. В марте–апреле плотность перемешанного слоя достигает максимальных значений, а вертикальный градиент плотности снижается до минимальных значений. Толщина слоя воды, для которой плотность изменяется на 0,05 у.е., составляет около 200 м. Для сравнения в центральной части Гренландского моря аналогичное изменение плотности происходит в слое 500 м (Кораблев, 1994).

В заключение следует подчеркнуть, что годовой ход средних значений океанографических параметров в верхнем слое формируется сезонными изменениями обмена на границе вода–воздух, адвекции АВ, зимним конвективным перемешиванием и летним распреснением поверхностного слоя. В промежуточном и глубинном слоях преобладает вклад вдоль изопикнического взаимодействия между водами арктического и атлантического происхождения.

РАЗВИТИЕ ТЕРМОХАЛИННЫХ АНОМАЛИЙ

Особенность стратификации в зоне распространения теплых и соленых атлантических вод в СЕБ заключается в том, что устойчивая стратификация верхнего слоя определяется снижением температуры с глубиной (в отличие от СЛО и восточных частей СЕБ, где основной вклад вносит распреснение верхнего слоя). Охлаждение (усиление потока тепла от океана к атмосфере) на поверхности приводит к развитию как термической, так и халинной конвекции, что способствует быстрому увеличению плотности, интенсивному перемешиванию и формированию глубокого верхнего квазиоднородного слоя.

Формирование аномалий, как правило, происходит в верхнем слое, откуда они передаются в нижележащие слои. Однако процесс может развиваться и в обратном направлении. Ослабление глубокой конвекции в Гренландском море вызвало увеличение температуры во всех глубоководных впадинах северных морей. Начавшись в придонном слое, увеличение температуры распространялось по направлению к поверхности с задержкой в несколько лет (Osterhus, Gammelsrod, 1999). Развитие этой аномалии хорошо видно на диаграммах (рис. 5 цв. вклейки), начиная с 1990 г. на глубине более 1000 м.

Изменения в верхнем, промежуточном и глубинных слоях взаимосвязаны, но имеют разные пространственные и временные масштабы и определяются изменениями условий адвекции, атмосферной циркуляции и внутренней трансформации. Перераспределение свойств по горизонтали и вертикали управляется различными физическими механизмами.

Общей закономерностью эволюции океанографических характеристик в СЕБ является квазипериодический характер появления аномалий разных знаков, интенсивности, вертикальной протяженности и продолжительности существования. На диаграммах температуры, солености и плотности (рис. 5) явно прослеживаются периоды с устойчивым гидрологическим режимом и периоды резких изменений термохалинных характеристик.

За период с 1948 (начало регулярных наблюдений на КПМ) по 2013 г. практически во всех рассматриваемых регионах можно выделить три сильные положительные (1958–1963, 1967–1972, 2002–2013) и две сильные отрицательные (1976–1981, 1992–1997) аномалии солености. Они сопровождались аномалиями температуры, как правило, такого же знака. Соотношение интенсивности аномалий температуры и

солёности определяет возникновение аномалий плотности в верхнем слое. Интенсивное перераспределение тепла и солей в нижележащие слои происходило в периоды поддержания высокой плотности верхнего слоя. Самая сильная аномалия плотности в XX в. наблюдалась с 1966 по 1969 г. (рис. 5 цв. вклейки). Отрицательная аномалия солёности 1992–1997 гг. прошла через стадии с высокой и низкой плотностью, вызванной переходом от низких значений температуры в ее ядре, к сильному прогреву 1996–1997 гг. (Houghton et al., 1996). Поскольку в 1994–1995 гг. ее плотность была выше, чем плотность вод в 1970-е гг., ее распресняющее влияние на промежуточные слои оказалось более сильным. До 1972 г. высокий солёностный фон сопровождался в основном высокими температурами воды и соответствовал гидрологическому режиму усиленного влияния АВ (Алексеев и др., 1989).

Сильная отрицательная аномалия солёности, наблюдавшаяся во второй половине 1970-х гг., известная как «Великая солёностная аномалия» (ВСА), оказала значительное воздействие на океанический климат. Явлению ВСА посвящено большое количество работ (Belkin et al., 1998; Dickson et al., 1988; Gammelsrod et al., 1992; Parker et al., 1994), хотя причины ее возникновения, условия распространения и модификации обсуждаются до сих пор. Низкая солёность верхнего слоя регистрировалась также в начале 1950-х гг. Менее значительные, чем в 1970-х гг., случаи распреснения наблюдались в середине 1950-х и 1960-х гг., а последнее падение солёности произошло в середине 1990-х гг. По воздействию на промежуточные слои последнее событие превосходило ВСА.

Начиная с конца 1990-х гг. положительные аномалии температуры поверхностного слоя неуклонно усиливаются, проникая во все более глубокие слои (рис. 5). Рост температуры сопровождается ростом солёности, величина аномалии которой в 2012–2013 гг. составила 0,7 ‰. В последние годы аномалии плотности в поверхностном слое достигли экстремально низких значений за весь период наблюдений. Этот факт указывает на доминирующий вклад роста температуры по сравнению с увеличением солёности атлантических вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье исследовалась эволюция термохалинных аномалий в районе КППМ. Показано, что годовой ход средних значений океанографических параметров в верхнем слое формируется сезонными изменениями обмена на границе вода–воздух, адвекции атлантических вод с юга, адвекцией полярных вод с запада, зимним конвективным перемешиванием и летним распреснением поверхностного слоя. Увеличение толщины однородного верхнего слоя начинается в октябре, затем происходит постепенное уменьшение величин вертикальных градиентов. В марте–апреле плотность перемешанного слоя достигает максимальных значений, а ее вертикальный градиент снижается до минимальных значений. В осенне-зимний период перемешивание также ослабляет вертикальный градиент солёности. С января по май высокая солёность наблюдается от поверхности до глубины залегания вертикального максимума солёности. Зимние вертикальные профили солёности формируются вдоль всего маршрута адвекции атлантических вод из Северной Атлантики в район КППМ. Однако степень трансформации усиливается по мере движения на север как за счет интенсификации взаимодействия с атмосферой, так и вследствие горизонтального перемешивания. Солёность поверхностного слоя с августа по январь непрерывно нарастает. Наоборот, в слое 50–200 м происходит ее снижение, особенно интенсивное с сентября по ноябрь. К декабрю в слое 0–200 м

формируется однородное вертикальное распределение солёности. Высокий теплозапас и непрерывная адвекция АВ в районе КПМ препятствуют более глубокому проникновению зимней конвекции.

За период с 1948 по 2013 г. были выделены три сильные положительные (1958–1963, 1967–1972, 2002–2013) и две сильные отрицательные (1976–1981, 1992–1997) аномалии солёности. Они сопровождались аномалиями температуры, как правило, такого же знака. Отрицательная аномалия солёности 1992–1997 гг. прошла через стадии с высокой и низкой плотностью, вызванной переходом от низких значений температуры в её ядре к сильному прогреву 1996–1997 гг. Поскольку в 1994–1995 гг. её плотность была выше, чем плотность вод в 1970-е гг., её распределяющее влияние на промежуточные слои оказалось более сильным. До 1972 г. высокий солёностный фон сопровождался в основном высокими температурами воды и соответствовал гидрологическому режиму усиленного влияния АВ.

Сильная аномалия солёности, наблюдавшаяся во второй половине 1970-х гг., известная как «Великая солёностная аномалия» (ВСА), оказала сильное воздействие на океанический климат. Низкая солёность верхнего слоя регистрировалась также в начале 1950-х гг. Менее значительные, чем в 1970-х гг., случаи распреденения наблюдались в середине 1950-х и 1960-х гг., а последнее падение солёности произошло в середине 1990-х гг. По воздействию на промежуточные слои последнее событие превосходило ВСА.

В последние годы наблюдается рост как температуры, так и солёности, показывающие максимальные значения за весь период наблюдений на КПМ. Несмотря на положительные аномалии солёности, аномалии плотности остаются отрицательными, что указывает на доминирующий в настоящее время вклад температуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В.* Натурные исследования крупномасштабной изменчивости в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 112 с.
- Алексеев Г.В.* Современное состояние климата в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2000. № 72. С. 42–71.
- Алексеев Г.В., Багрянцев М.В., Богородский П.В.* Структура и циркуляция вод в области антициклонического круговорота на северо-востоке Норвежского моря // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. С. 27–36.
- Алексеев Г.В., Богородский П.В., Нагурный А.П.* Структура термохалинных полей в районе циклонической циркуляции и поднятия донных вод Гренландского моря // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. С. 37–43.
- Алексеев Г.В., Иванов В.В., Кораблев А.А.* Межгодовая изменчивость глубокой конвекции в Гренландском море // Океанология. 1995. Т. 35. № 1. С. 45–52.
- Алексеев Г.В., Кораблев А.А., Священников П.Н.* Крупномасштабная структура океанологических полей в Норвежском и Гренландском морях // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. С. 10–18.
- Алексеев Г.В., Кораблев А.А., Тимачев В.Ф.* Сезонные изменения распределений температуры, солёности и энтальпии в Норвежской ЭАЗО // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. С. 78–85.

- Алексеев Г.В., Кораблев А.А., Янес А.В.* Термическое состояние океана в Норвежской ЭАЗО // Мониторинг климата – 87. Л.: Гидрометеоздат, 1989. С. 23–25.
- Алексеев Г.В., Кораблев А.А., Янес А.* Диагноз климатической изменчивости в Норвежской энергоактивной зоне и возможности экспедиционного мониторинга океана // Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1990. Т. 13. С.182–191.
- Алексеев Г.В., Николаев Ю.В.* Натурные исследования в Норвежской энергоактивной зоне // Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1987. Т. 8. С. 233–240.
- Алексеев Г.В., Кораблев А.А.* Океанографические условия развития глубокой конвекции // Закономерности крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне и прилегающих районах. СПб.: Гидрометеоздат, 1994. С. 79–93.
- Алексеев Г.В., Широков П.Е.* Сезонность в изменении поля температуры в районе корабля погоды «М» // Труды ААНИИ. 1988. Т. 409. С. 61–70.
- Кораблев А.А.* Классификация водных масс и изменения их характеристик // Закономерности крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне и прилегающих районах. СПб.: Гидрометеоздат, 1994. С. 27–41.
- Кораблев А.А.* Система фронтальных разделов Норвежской ЭАЗО // Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1987. Т. 8. С. 151–160.
- Кораблев А.А., Пнюшков А.В., Смирнов А.В.* Создание океанографической базы данных для мониторинга климата в Северо-Европейском бассейне Арктики // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 85–108.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О.* Северо-Европейский бассейн и сопредельные районы Северной Атлантики // Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоздат, 1980. С. 17–24.
- Смирнов А.В., Кораблев А.А.* Взаимосвязь между характеристиками перемешанного слоя и потоками тепла на границе раздела океан–атмосфера в Северо-Европейском бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 3 (86). С. 79–88.
- Belkin I.M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S.A.* Great Salinity Anomalies in the North Atlantic // Progress in Oceanography. 1998. Vol. 41. P. 1–68.
- Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M.* The early Twentieth-Century warming in the Arctic – A possible mechanism // Journal of Climate. 2004. Vol. 17. P. 4045–4057.
- Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J.* The «Great Salinity Anomaly» in the northern North Atlantic, 1966–1982 // Progress in Oceanography. 1988. Vol. 20. № 2. P. 103–151.
- Dickson R. R., Meincke J., Rhines P.* Arctic-Subarctic Ocean Fluxes. Dordrecht: Springer Science, 2008. 736 p.
- Gammelsrod T., Osterhus S., Godoy O.* Decadal variations of ocean climate in the Norwegian Sea observed at Ocean Station “Mike” // ICES mar. Sci. Symp. 1992. Vol. 195. P. 68–75.
- Gathman S.G.* Climatology. // The Nordic Seas. N.Y.: Springer-Verlag, 1986. P. 1–20.
- Hansen B., Osterhus S.* North Atlantic–Nordic Seas Exchanges // Progr. Oceanog. 2000. Vol. 45. P. 109–208.
- Houghton J.T., Filho L.G.M., Callander B.A., Harris N., Kattenberg A., Maskell K.* Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Cambridge: University Press, 1996. 572 p.
- Isachsen P.E., Mauritzen C., Svendsen H.* Dense water formation in the Nordic Seas diagnosed from sea surface buoyancy fluxes // Deep-Sea Res. 2007. Vol. 54. P. 22–41.
- Osterhus S., Gammelsrod T.* The Abiss of the Nordic Seas is warming // J. of Climate. 1999. Vol. 12. P. 3297–3304.
- Parker D.E., Jones P.D., Folland C.K., Bevan A.* Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 14373–14399.

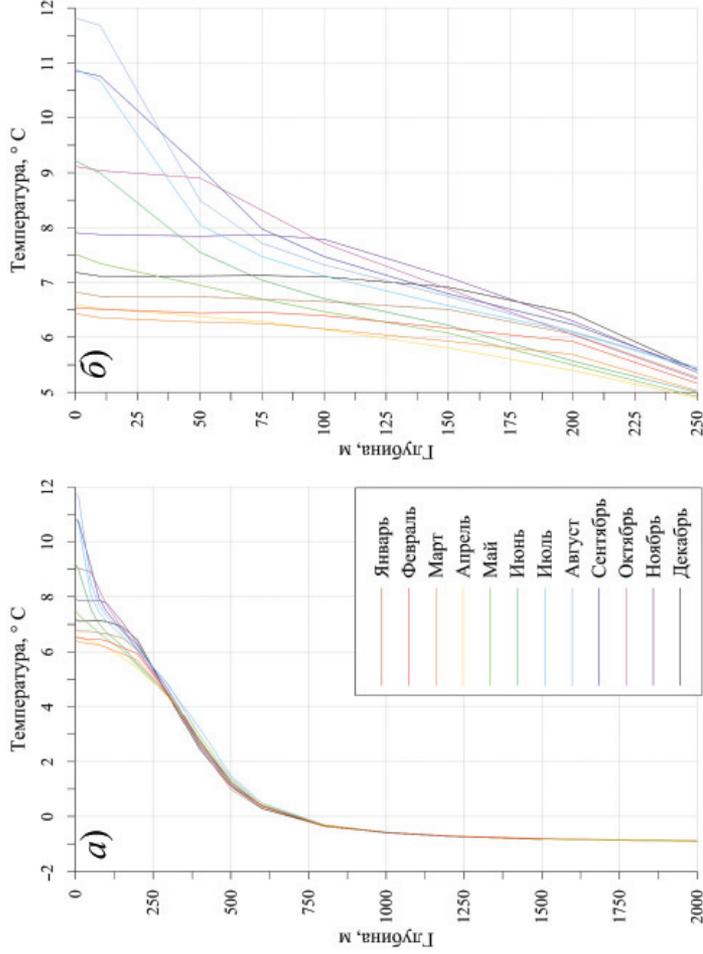


Рис. 1. Средние профили температуры по месяцам по всей толще вод (а) и в верхнем (0–250 м) слое (б) по данным КППМ.

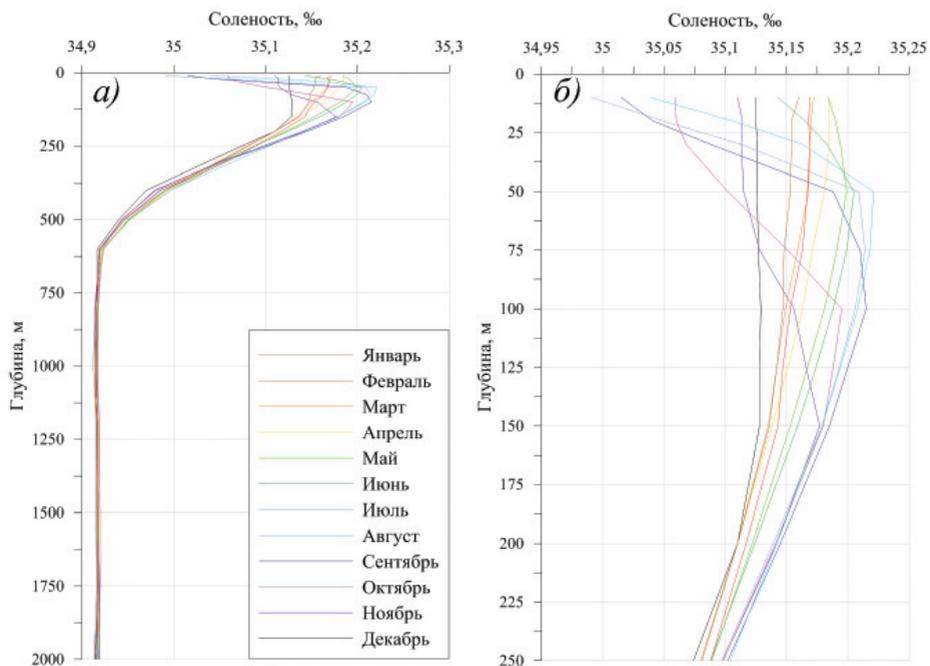


Рис. 3. Средние по месяцам профили солености по глубине (а) и в верхнем (0–250 м) слое (б).

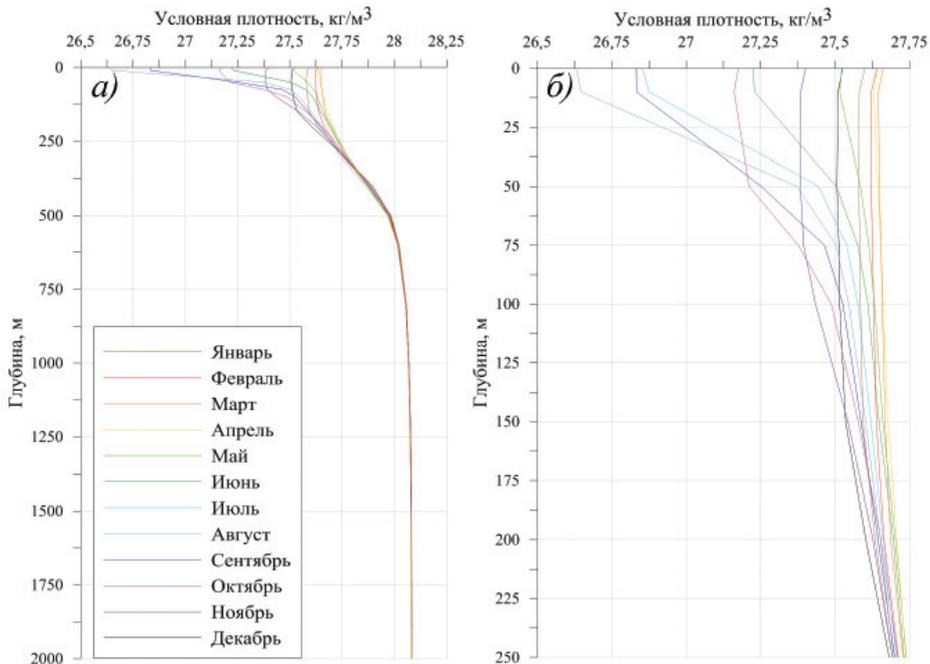


Рис. 4. Средние по месяцам профили плотности по глубине (а) и в верхнем (0–250 м) слое (б).

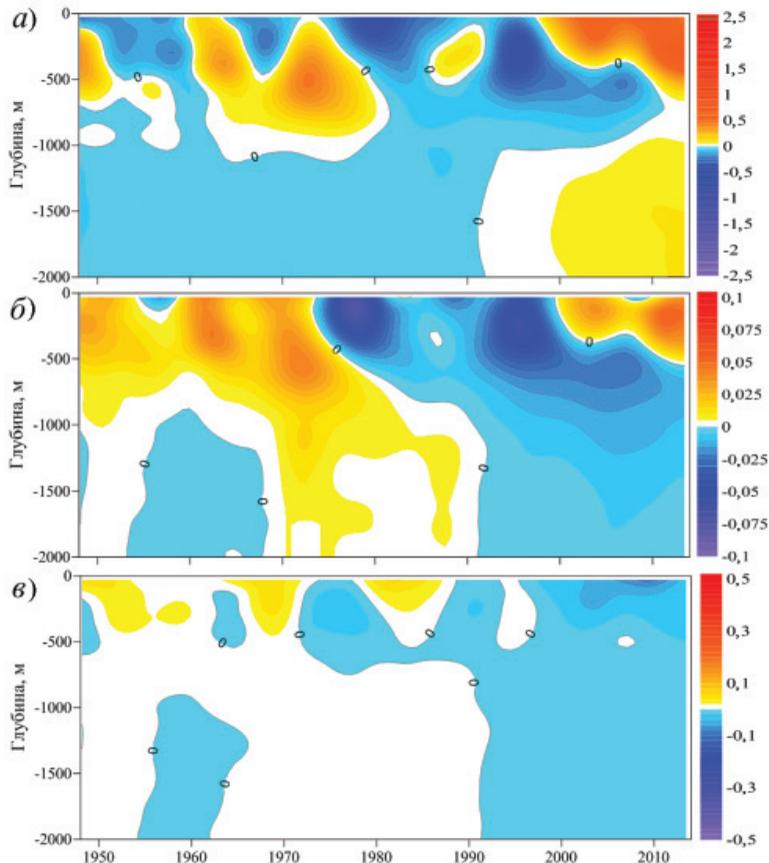


Рис. 5. Временные диаграммы аномалий температуры (а), солёности (б) и плотности (в) для района КПИМ.