

В.В. Дроздов, Н.В. Усов

КРУПНОМАСШТАБНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ДИНАМИКА ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ БЕЛОГО МОРЯ

V.V. Drozdov, N.V. Usov

LARGE-SCALE VARIABILITY OF ATMOSPHERIC CIRCULATION AND LOUDSPEAKER OF SUPERFICIAL WATER TEMPERATURE OF THE WHITE SEA

Произведен анализ многолетней динамики температуры воды на 12 станциях многолетних наблюдений в различных участках побережья Белого моря, а также морских ледовых условий. Установлена типизация региональных колебаний термического режима с использованием кластерного анализа. Проанализирована связь температурного режима с параметрами атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и Арктикой — Северо-Атлантическим колебанием, W- и C-формой циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса, атмосферным давлением в центре Арктического антициклона. Установлено наличие достаточно тесных связей изменчивости температуры воды Белого моря с параметрами крупномасштабной атмосферной циркуляции.

Ключевые слова: колебания климата, атмосферная циркуляция, многолетние изменения температуры морской воды.

The analysis of long-term dynamics of water temperature at 12 stations of long-term supervision in various sites of the coast of the White Sea, and also sea ice conditions is made. Typification of regional fluctuations of the thermal mode with use of the cluster analysis is established. Communication of temperature condition with parameters of atmospheric circulation over Northern Atlantic and the Arctic — the North Atlantic fluctuation, W- and C-form of circulation of the atmosphere of Vangengeyma-Girs, atmospheric pressure in the center of the Arctic anti-cyclone is analysed. Existence enough close connection of variability of water temperature of the White Sea with parameters of large-scale atmospheric circulation is established.

Key words: fluctuations of climate, atmospheric circulation, long-term changes of temperature of sea water.

Введение

Белое море принадлежит к холодным арктическим морям, что связано не только с его положением в высоких широтах, но и протекающими в нем гидрологическими процессами. Положение этого моря на севере умеренного пояса и частично за Полярным кругом, принадлежность к Северному Ледовитому океану, близость Атлантического океана и почти сплошное кольцо окружающей его суши обуславливают как морские, так и континентальные черты в климате моря. Изменчивость температурного режима и ледовитости способны оказывать значительные воздействия на функционирование

экосистемы Белого моря, а также хозяйственную деятельность на его акваториях и побережье [1, 6, 7, 14, 15, 16, 18]. В связи с этим комплексный анализ влияющих на температурный режим крупномасштабных климатообразующих процессов, является важной задачей, решение которой позволит обеспечить в дальнейшем оценку и прогноз состояния морских экосистем, в том числе их промысловой биопродуктивности.

Особенности температурного режима Беломорского региона

Температурные условия над открытыми акваториями и в прибрежной зоне Белого моря, зависят от их географического положения и формируются в основном под влиянием крупномасштабных центров действия Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана [2, 3, 6, 9, 11, 16]. Кроме того, на формирование температурного режима оказывают существенное влияние геоморфологические особенности конкретных районов, в частности заливов и многочисленных бухт, где может создаваться свой микроклимат.

Зимний период на Белом море продолжительный и достаточно суровый. В это время над северной частью европейской территорией России устанавливается обширный антициклон, а над Баренцевым морем развита интенсивная циклоническая деятельность. В связи с этим на Белом море дуют преимущественно юго-западные ветры со скоростью от 4 до 8 м/с. Они приносят холодную пасмурную погоду со снегопадом. В феврале среднемесячная температура воздуха почти над всем морем равна -14 – 15° и только в северной части она повышается до -9° , так как здесь сказывается обогревающее влияние Атлантического океана. При значительных вторжениях относительно теплого воздуха с Атлантики наблюдаются юго-западные ветры и температура воздуха повышается до 6 – 7° . Смещение в район Белого моря антициклона из Арктики вызывает северо-восточные ветры, прояснение и похолодание до -24 – 28° [11].

Лето в Беломорском регионе прохладное и умеренно влажное. В это время обычно над Баренцевым морем устанавливается антициклон, а к югу и юго-востоку от Белого моря развивается мощная циклоническая деятельность. Над морем преобладают северо-восточные ветры силой 2–3 балла. Небо покрыто сплошной облачностью, часто выпадают сильные дожди. Температура воздуха в июле равна в среднем 8 – 10° . Проходящие над Баренцевым морем циклоны меняют направление ветра над Белым морем на западное и юго-западное и вызывают повышение температуры воздуха до 12 – 15° . Когда же над северо-восточной Европой устанавливается антициклон, над морем преобладают юго-восточные ветры и ясная солнечная погода. Температура воздуха повышается в среднем до 17 – 19° , а в отдельных случаях в южной части моря она может достигать и 30° . Однако летом все же преобладает пасмурная и прохладная погода. Таким образом, на Белом море в течение почти всего года не бывает продолжительной устойчивой погоды, а сезонная смена преобладающих ветров носит муссонный характер.

Распределение температуры воды на поверхности и в толще моря характеризуется значительной региональной неравномерностью по вертикали и горизонтали, а также выраженной сезонной изменчивостью. Зимой температура воды на поверхности равна температуре замерзания и имеет порядок $-0,5$ – $0,7^{\circ}$ в заливах, до $-1,3^{\circ}$ в Бассейне и до $-1,9^{\circ}$ в Горле и северной части моря. Эти различия объясняются неодинаковой

соленостью в разных районах моря. В зимний период температура, близкая к поверхностной, охватывает слой от 30 до 45 м, далее следует ее некоторое повышение до горизонта 75–100 м. Это теплый промежуточный слой – остаток летнего прогрева. Ниже его температура понижается, а с горизонтов 130–140 м и до дна становится равной $-1,4^{\circ}$. Весной после освобождения моря ото льда происходит быстрое нагревание поверхности воды. Летом лучше всего прогрета поверхность сравнительно мелководных заливов. Температура воды на поверхности Кандалакшского залива в августе равна в среднем $14-15^{\circ}$, в центральной части моря $12-13^{\circ}$. Самая низкая температура на поверхности наблюдается в Воронке и Горле, где сильное перемешивание охлаждает поверхностные воды до $7-8^{\circ}$. Осенью идет быстрое охлаждение моря и пространственные различия температуры сглаживаются [11, 15, 16].

На выходе из Двинского залива холодные глубинные слои значительно ближе расположены к поверхности, чем в других районах Бассейна. Температура 0° наблюдается здесь всего в 12–15 м от поверхности. Этот район К.М. Дерюгин (1928) назвал «полюсом холода» в Белом море. Наиболее ярко «полюс холода» выражен летом. При выходе из Кандалакшского залива ситуация меняется на обратную: теплые воды опускаются глубоко вниз. Нулевая температура наблюдается на горизонте 65 м, тогда как в других местах на этом горизонте температура имеет обычно отрицательные величины. Здесь располагается «полюс тепла». Вследствие хорошего перемешивания сезонные различия заключаются в изменении величины температуры всей массы воды, а не в характере изменения ее с глубиной.

Каждую зиму Белое море покрывается льдом, который исчезает в конце весны или в начале лета, поэтому оно относится к морям с сезонным ледяным покровом. Раньше всего (примерно в конце октября) лед появляется в устье р. Мезени, а позднее всего (в январе) у Терского берега Воронки и Горла. Льды Белого моря на 90 % плавучие. Почти все море покрывается льдом, но это постоянно дрейфующий лед, образующий как плотные ледяные поля, так и разряжения под влиянием ветров и течений. Важной особенностью ледового режима Белого моря является также постоянный вынос льда вдоль восточного побережья Горла в Баренцево море. Возможно также поступление некоторого количества арктических льдов в Белое море в период усиления приточной составляющей водообмена между Белым и Баренцевым морями. В целом, за весь зимний сезон в Белом море льдообразование преобладает над таянием, что отражается на тепловом состоянии моря. Толщина плавучего льда обычно составляет 35–40 см, но в суровые зимы может достигать 135 и даже 150 см. Припай в Белом море имеет весьма ограниченную площадь, его ширина не превышает 1 км. Максимального своего пространственного развития морской ледовый покров достигает в начале весны. Раньше всего (в конце марта) льды исчезают в Воронке. К концу мая обычно все море освобождается ото льдов, но иногда полное очищение моря происходит только в середине июня [6, 11, 15].

В настоящей работе использовались репрезентативные данные о средних годовых, минимальных и максимальных значениях температуре воды с 1977 по 2005 г. на 13 станциях по побережью Белого моря на различных береговых станциях, представленных на рис. 1, полученные из базы данных NOAA [14]. Использовались также данные о температуре воды на мысе Канин Нос с 1960 по 1996 г. [8, 16], а также данные об изменчивости

температуры воды с 1961 по 2010 г. на мониторинговой станции Беломорской биологической станции Зоологического института РАН. Проанализированы также данные о динамике максимальных площадей морского ледового покрова с 1920 по 2005 г. [8, 16].



Рис. 1. Расположение станций наблюдений за температурой воды Белого моря, данные по которым используются в настоящей работе

Оценка влияния на температуру воды параметров циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой и Арктикой

Климат Северной Атлантики и прилегающей к ней части Северного Ледовитого океана в значительной мере зависит от атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой, которая представлена системами низкого и высокого давления. Центральная часть циклонической системы низкого давления обычно располагается к юго-западу от о. Исландия. Южнее Исландского минимума давления, в районе Азорских островов, находится центр антициклонической системы высокого давления, получивший название Азорского максимума давления. Данные системы называют центрами действия атмосферы, которые формируют также соответствующие вихревые структуры в океане [2, 3, 9, 13]. Благодаря им в умеренных широтах над Северной Атлантикой постоянно осуществляется перенос воздушных и поверхностных водных масс и тепловых потоков с запада на восток. Интенсивность переносов в атмосфере и в океане подвержена значительным колебаниям во времени вследствие того, что параметры центров действия, т.е. их положение в пространстве и интенсивность, изменяются во времени весьма значительно.

Изменения их интенсивности определяют не только интенсивность зональной циркуляции, но, как показано в [2, 3, 6, 11, 12], и интенсивность меридиональных переносов воздушных масс и в атмосфере и поверхностных вод в океане. В качестве степени интенсивности переносов воздушных, водных масс и тепла принимают разность атмосферного давления на станциях, расположенных около климатических центров действия. Эту разность давления, определяемую, как правило, в среднем за зимние месяцы, называют Северо-Атлантическим колебанием (North Atlantic Oscillation — NAO). Индекс атмосферной циркуляции NAO, широко используется в отечественной и мировой практике изучения колебаний климата и их причин. Существуют различные варианты индекса NAO. Наиболее часто используется разность давления между Азорскими островами (Понта-Делгада) и Исландией (Акурейри), осредненная за три зимних месяца (декабрь–февраль) — индекс NAO_1 . Представляют его непосредственно в единицах давления (гПа) или в виде отклонения от среднего в долях дисперсии [5, 6, 12]. Несколько реже используют разности давления между пунктами Лиссабон (Португалия) и Стиккисхоульмор (Исландия), осреднённые за четыре зимних месяца (декабрь–март) — NAO_2 . Кроме того, для характеристики Северо — Атлантического колебания применяют непосредственную разность давлений между центрами действия атмосферы — NAO_3 , а также разности давления на меридиане, между точками с координатами 45° с.ш., 30° з.д. и 60° с.ш., 30° з.д., осреднённые за три зимних месяца (декабрь–февраль) — NAO_4 . В работе [12] был разработан обобщенный индекс Северо-Атлантического колебания ($NAO_{об}$) представляющий собой первую главную компоненту разложения четырех наиболее распространенных индексов NAO на естественные ортогональные функции (ЕОФ). Данный индекс показал высокую эффективность при анализе взаимосвязей между климатическими, гидрологическими и биопродукционными процессами в регионе Балтийского моря [5] и в Северной Атлантике в целом [3].

Для метеорологических исследований представляет значительный интерес типизация атмосферных процессов предложенная Г.Я. Вангенгеймом для северной части Восточного полушария и в последующем усовершенствованная им совместно с А.А. Гирсом для западного полушария [4]. Разработанная типизация макросиноптических процессов основана на понятии элементарного синоптического процесса, в течение которого в данном районе сохраняются основные направления воздушных течений и, следовательно, знак барического поля. Все виды атмосферных процессов для восточного полушария были подразделены на три формы атмосферной циркуляции: западная (*W*), восточная (*E*) и меридиональная (*S*). При *W*-форме циркуляции во всей толще атмосферы усиливается западный перенос, отмечается зональное смещение циклонов из Атлантического океана на восток, а в холодное время года — вынос теплых воздушных масс океанического происхождения. Для *E*-формы циркуляции характерно наличие в тропосфере главного потока восточного направления, и развитие у поверхности земли антициклонов, смещающихся на европейскую территорию России с северо-востока. При *S*-форме циркуляции над восточной частью Атлантики и Западной Европы формируется высокий теплый антициклон, по западной периферии которого происходит вынос теплого воздуха в северные широты. Для формы *S* характерны более значительные меридиональные переносы воздушных масс и барических образований, чем для формы *E*. С учетом близости географического положения

Беломорского региона к Арктике представляется адекватным оценить влияние на термические условия Арктического антициклона. Данный центр действия атмосферы располагается обычно в восточном секторе Арктики, но его географические координаты и выраженность подвержены значительной временной изменчивости. Поэтому Арктический антициклон способен во многом определять погодно климатические условия над обширными полярными и субполярными областями. Данные о среднегодовых значениях атмосферного давления в центре Арктического антициклона получены из работы [2].

В табл. 1 представлены результаты корреляционного анализа степени и характера связи между многолетней динамикой различных вариантов Северо-Атлантического колебания, форм циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса, давлением в центре Арктического антициклона и изменчивостью температуры воды в различных районах Беломорского региона. На рис. 2 графически представлен характер зависимости изменчивости средней годовой температуры воды на станциях Канин Нос, Кандалакша и Онега от динамики значений обобщенного индекса Северо-Атлантического колебания. На большинстве станций наблюдений за температурой воды, кроме ст. Соловки, наблюдается значимая при уровне обеспеченности 99 % связь положительного характера с NAO_{06} . Наибольшие коэффициенты корреляции получены с минимальными или средними годовыми значениями температуры воды. Максимальная теснота связи средних годовых значений температуры воды с NAO_{06} характера для ст. Канин Нос и Моржовец, расположенных в северной части Белого моря. Интересным явлением является отсутствие значимой связи температуры воды на Соловецком архипелаге со всеми используемыми параметрами атмосферной циркуляции. Объяснением этому может являться сложный характер региональных климатообразующих процессов в открытой юго-западной части моря, связанный со взаимодействием относительно теплых и холодных окружающих архипелаг водных масс.

На станциях Чаваньга, Гридино и Моржовец, расположенных на побережье открытых участков Белого моря, наблюдается отрицательный характер связи с давлением в центре Арктического антициклона. В этих районах снижение температуры воды зависит главным образом от воздействия холодных воздушных масс проникающих в Беломорский регион из Арктики в периоды усиления Арктического антициклона. Сравнение многолетней динамики температуры воды на анализируемых станциях наблюдений с изменчивостью *W*-формы циркуляции показало наличие значимых достаточно тесных связей положительного характера на большинстве станций, за исключением ст. Чаваньга, Сосновец, Моржовец и Северодвинск. Динамика *S*-формы циркуляции вносит в целом меньший вклад в изменчивость водного термического режима региона — значимая связь выявлена только на ст. Кандалакша, Кашкаранны, Сосновец и Зимнегорск. Многолетняя динамика температура воздуха на ст. Канин Нос также демонстрирует значимые достаточно тесные связи с некоторыми параметрами крупномасштабной атмосферной циркуляции и давлением в центре Арктического антициклона. Однако с *W*- и *S*-формами циркуляции значимая связь отсутствует. Спектральный анализ температура воздуха на ст. Канин Нос показал наличие наиболее значимых периодов колебаний равных 3, 8 и 36 лет. Стоит заметить, что наиболее значимый период в спектре колебаний NAO_{06} близок к 7,8 годам [7], что подтверждает

достаточно тесную зависимость температурного режима Беломорского региона от процессов, происходящих в Северной части Атлантического океана.

Для уточнения региональных особенностей многолетней изменчивости средних годовых значений температуры воды выполнен кластерный анализ данных, результаты которого представлены на рис. 3.

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между значениями температуры воды в Белом море и различными показателями атмосферной циркуляции

Пункт наблюдений, T_w , °С	Индикаторы атмосферной циркуляции				
	NAO _{об} , у.е.	Арктический антициклон, гПа	W-форма циркуляции, сут/год	C-форма циркуляции, сут/год	
Кандалакша	Мин.	0,44**	-0,03	0,54**	0,41**
	Сред.	0,47**	-0,11	0,27	-0,21
	Макс.	0,31*	-0,17	0,48**	-0,13
Кашкарицы	Мин.	0,42**	-0,14	0,42**	0,63**
	Сред.	0,36*	-0,08	0,02	-0,02
	Макс.	0,15	-0,04	0,21	0,08
Сосновец	Мин.	0,35*	-0,16	-0,24	-0,07
	Сред.	0,53**	-0,17	0,208	0,38*
	Макс.	0,52**	-0,26	0,24	0,36*
Чаваньга	Мин.	0,52**	-0,45**	0,014	0,13
	Сред.	0,36*	-0,11	0,13	0,08
	Макс.	0,14	0,02	0,11	-0,02
Моржовец	Мин.	0,15	0,13	-0,06	0,15
	Сред.	0,56**	-0,25	0,23	0,22
	Макс.	0,18	-0,35*	-0,14	-0,18
Гридино	Мин.	0,02	-0,03	0,55**	0,28
	Сред.	0,48**	-0,32*	0,204	0,03
	Макс.	0,22	-0,11	0,38*	-0,01
Соловки	Мин.	-0,26	0,02	0,02	0,02
	Сред.	-0,08	0,13	0,15	0,09
	Макс.	0,17	0,03	0,15	-0,06
Онега	Мин.	0,45**	-0,38*	0,42**	0,24
	Сред.	0,42**	-0,15	0,17	0,12
	Макс.	0,14	-0,008	0,33*	-0,04
Северодвинск	Мин.	0,01	-0,007	0,15	0,14
	Сред.	0,43**	-0,13	0,18	0,22
	Макс.	0,16	-0,041	0,12	-0,08
Зимнегорск	Мин.	0,21	0,09	0,46**	0,41**
	Сред.	0,46**	-0,21	0,02	0,07
	Макс.	0,33*	-0,15	-0,17	-0,28
Канин Нос	Сред.	0,54**	-0,33*	0,32*	0,24

Примечание. Выделенные знаком «**» коэффициенты корреляции соответствуют 95 % уровню обеспеченности, знаком «***» — 99 % уровню обеспеченности.

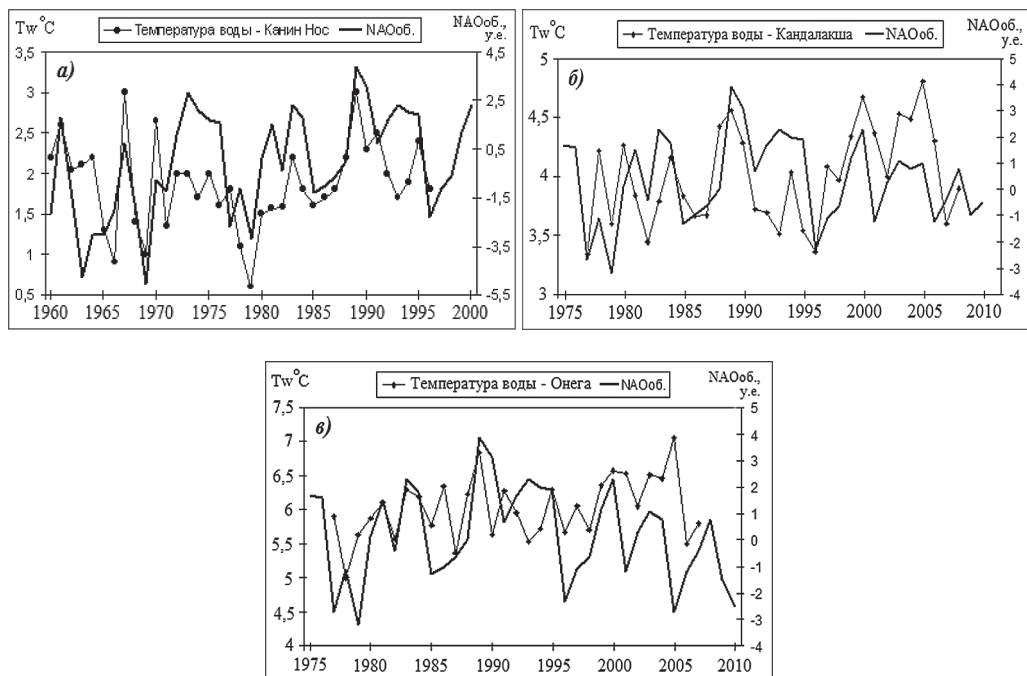


Рис. 2. Характер зависимости изменчивости средней годовой температуры воды на станциях Канин Нос (а), Кандалакша (б) и Онега (в) от динамики значений обобщенного индекса Северо-Атлантического колебания (NAO_{об.})

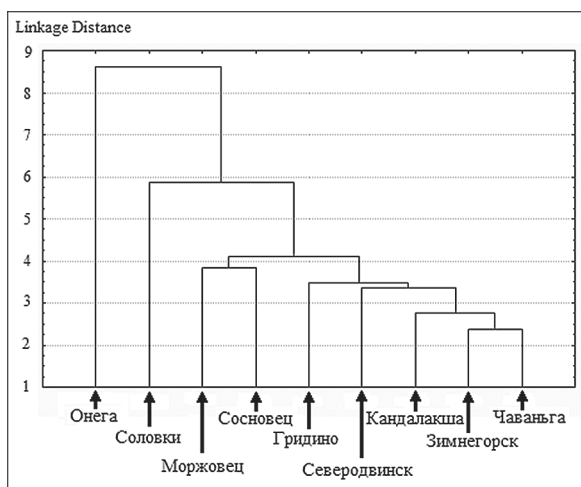


Рис. 3. Результаты кластерного анализа многолетних данных о динамике средней годовой температуры воды на береговых станциях в различных районах Белого моря

Установлено наличие 4 основных кластерных групп в убывающем порядке своей выраженности. Первый, наиболее четко выраженный кластер включает ст. Онега, второй кластер — Соловки. Третий кластер включает ст. Моржовец и Сосновец, расположенные в северо-восточной части Белого моря, на выходе из района Горла. В четвертый, менее выраженный кластер, входят станции Гридино, Кандалакша и Северодвинск. Станции наблюдений Чаваньга и Зимнегорск располагаясь соответственно на западном и восточном побережьях в центральном районе Белого моря, демонстрируют многолетний ход изменчивости температуры воды, очевидно, являющийся результатом сочетания ряда климатообразующих процессов морского и континентального происхождения, и по этому, не показывают выраженной специфики. В целом, результаты кластерного анализа данных по динамике температуры воды соответствуют выявленным ранее региональным особенностям изменчивости температуры воздуха [6].

Изменчивость площадей максимального распространения морского ледового покрова является важным индикатором климатических колебаний, а также в случае дрейфующих льдов, отражает интенсивность и направленность водных и воздушных потоков. На рис. 4 показано сравнение динамики Северо-Атлантического колебания с максимальными за год площадями ледовых полей Белого моря, максимальное развитие которых наблюдается обычно в конце марта. Выражен обратный характер зависимости между процессами, $r = -0,52$ при $P = 99\%$. С *W*- и *C*-формами атмосферной циркуляции значимая связь ледовитости отсутствует, а с давлением в центре Арктического антициклона наблюдается связь положительного характера $r = 0,35$ при $P = 95\%$. Заметно аномальное снижение площадей ледового покрова в 1989 г., что произошло на фоне самого резкого за последние 100 лет возрастания Северо-Атлантического колебания и переноса теплых воздушных масс на северо-восток Европы. Следовательно, можно предположить, что увеличение значений *NAO* способно приводить как к росту ледовитости отдельных участков Белого моря за счет усиления приточной составляющей водообмена с Баренцевым морем и уменьшения оттока водных масс и дрейфующего льда беломорского происхождения, так и к общему снижению ледовитости в периоды экстремального своего возрастания и резкого повышения температуры воздуха, очевидно приводящего к снижению скорости образования льдов в осенне-зимнее время и к их ускоренному весеннему таянию.

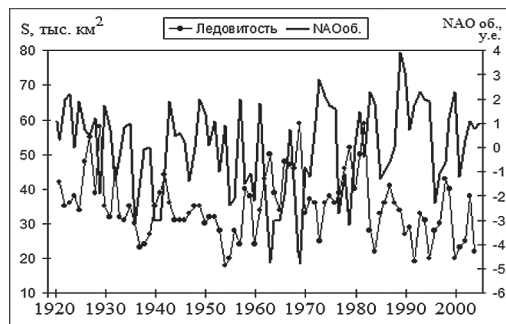


Рис. 4. Сравнение многолетней динамики обобщенного индекса циркуляции атмосферы $NAO_{об}$ с максимальными годовыми площадями ледового покрова Белого моря

Многолетняя изменчивость температуры воды на мониторинговой станции Беломорской биологической станции ЗИН РАН

Беломорская биологическая станция (ББС) основана в 1957 г. как морской стационар Зоологического Института АН СССР, предназначенный для комплексных исследований биологического разнообразия Белого моря и оценки условий воспроизводства беломорских промысловых рыб, в частности сельди. Биологическая станция, представляющая собой в настоящее время крупную научную лабораторию, располагающую своими научно-исследовательскими судами, расположена на территории Республики Карелия, в губе Чупа Кандалакшского залива Белого моря ($66^{\circ}20.230'N$; $33^{\circ}38.972'E$), в 30 км от Северного Полярного Круга. С 2005 г. ББС является ассоциированным членом сети институтов по изучению морского биоразнообразия (MarBEF), а в 2008 г. вошла в состав Европейского сообщества морских научных институтов и станций (MARS) [10].

Примерно в 1 км от Беломорской биологической станции, в устьевой части губы Чупа, в районе мыса Картеш, расположена морская мониторинговая станция Д-1 (глубина около 60 м), на которой регулярно, раз в 10 дней производится отбор проб планктона и выполняется анализ важнейших океанологических параметров, в том числе температуры и солености воды на различных горизонтах. Данные по температуре поверхности воды, а также на горизонтах 5 и 10 м доступны с 1961 г. В настоящее время измерения океанологических параметров производятся с помощью современных высокоточных зондов с борта судов «Беломор» и «Проф. Н. Курнецов».

В табл. 2 и 3 представлены результаты корреляционного анализа степени и характера связи значений температуры воды в среднем за весну (май — июнь) и лето (июль — сентябрь) на мониторинговой станции Д-1 ББС ЗИН РАН «Мыс Картеш» с 5 вариантами индекса Северо-Атлантического колебания. Наиболее тесная связь, при уровне обеспеченности $P = 99\%$, обнаруживается между изменчивостью температуры воды в среднем за весенний период и индексами NAO_1 и NAO_4 . Кроме того, установлено также значимое влияние на изменчивость температуры воды в данном районе C -, E -, а также W -форм атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса. При этом развитие меридиональной C -формы оказывает влияние отрицательного характера на температурные условия в летний период.

На рис. 5 представлено сравнение динамики значений индексов атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой NAO_1 (а), NAO_4 (б) и NAO об. (в) с температурой воды в слое 0–10 м на в среднем за весну, а на рис. 6 показано сравнение динамики значений C -формы атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса с изменчивостью температуры воды в среднем за лето на поверхности (а) и на глубине 10 м (б) на станции Д-1 ББС ЗИН РАН. Оценивая общие тенденции изменения температуры морской воды на поверхности, можно заключить что на большинстве станций, в том числе в районе мыса Картеш, отмечались значения температуры, существенно выходявшие за пределы нормы в период с 1960 по 1976 г. и с 1988 по 1991 г.

С 1977 г. на станции Д-1 наблюдалась тенденция к потеплению с относительным максимумом в 1980 г., после чего произошло относительное похолодание с минимумом в 1983 г. В дальнейшем снова отмечалась тенденция к значительному повышению

температуры с относительным максимумом в 1989–1990 гг. В 2004–2005 гг. вновь возникла тенденция к росту, но не столь выраженная как в предшествующий период. Температура воды на поверхности в районе мыса Картеш в среднем за весенний (май–июнь) и летний (июль–сентябрь) периоды, как видно из табл. 4, имеет достаточно тесную корреляционную связь с температурой воды на других станциях наблюдений, расположенными на побережье Кандалакшского залива. Наибольшая теснота связи наблюдается в летний период (Кандалакша, Умба, Чаваньга — использованы максимальные за год значения температуры воды).

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между значениями индексов Северо-Атлантического колебания и температурой воды на станции Д-1 ББС ЗИН РАН

Температура воды	Индексы Северо-Атлантического колебания				
	NAO ₁	NAO ₂	NAO ₃	NAO ₄	NAO ₀₆
Температура в слое 0–10 м за весну	0,48**	0,42**	0,32*	0,53**	0,35*
Температура в слое 0–10 м за лето	0,22	0,13	0,11	0,23	0,28*
Температура на поверхности за весну	0,42**	0,35*	0,24	0,46**	0,25
Температура на поверхности за лето	0,12	0,11	0,14	0,17	0,22
Температура на глубине 10 м в среднем за весну	0,46**	0,45**	0,31*	0,52**	0,33*
Температура на глубине 10 м в среднем за лето	0,13	0,12	0,11	0,18	0,23

Примечание. Выделенные знаком «**» коэффициенты корреляции соответствуют 95 % уровню обеспеченности, знаком «***» — 99 % уровню обеспеченности.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции между значениями форм атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса и температурой воды на станции Д-1 ББС ЗИН РАН

Температура воды	Формы атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса		
	С-форма	W-форма	E-форма
Температура в слое 0–10 м за весну	0,031	0,35*	–0,25
Температура в слое 0–10 м за лето	–0,27*	0,22	–0,041
Температура на поверхности за весну	0,001	0,44**	–0,35*
Температура на поверхности за лето	–0,41**	0,12	–0,06
Температура на глубине 10 м в среднем за весну	0,04	0,33*	–0,32*
Температура на глубине 10 м в среднем за лето	–0,35*	0,31*	–0,05

Примечание. Выделенные знаком «**» коэффициенты корреляции соответствуют 95 % уровню обеспеченности, знаком «***» — 99 % уровню обеспеченности.

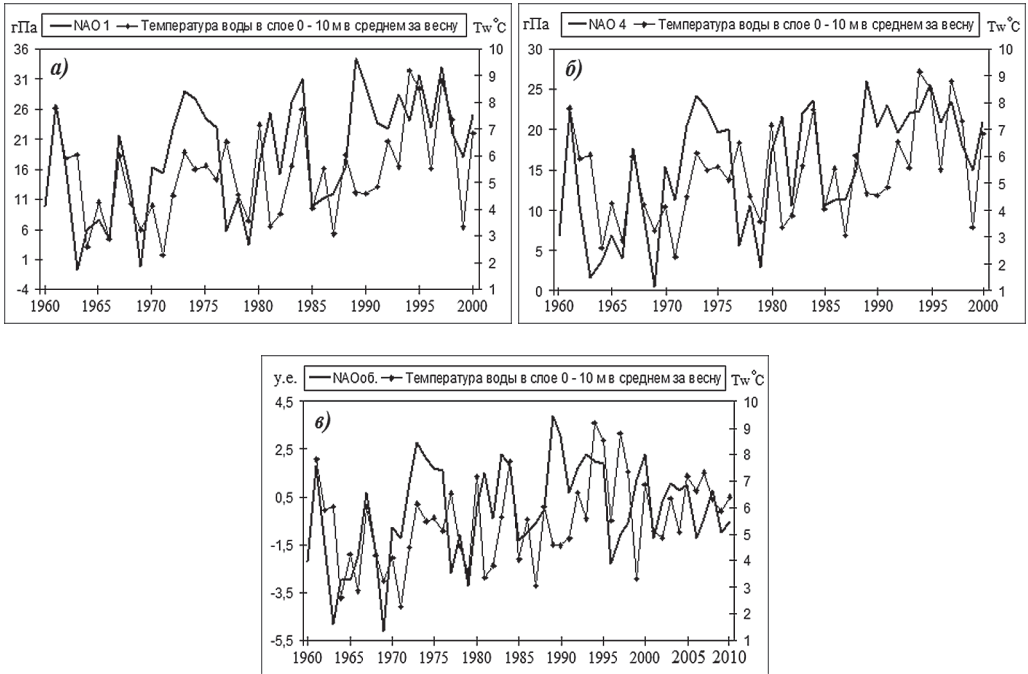


Рис. 5. Сравнение динамики значений индексов атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой NAO_1 (а), NAO_4 (б) и $NAO_{об}$ (в) с температурой воды в слое 0–10 м на в среднем за весну на станции Д-1 БС ЗИН РАН

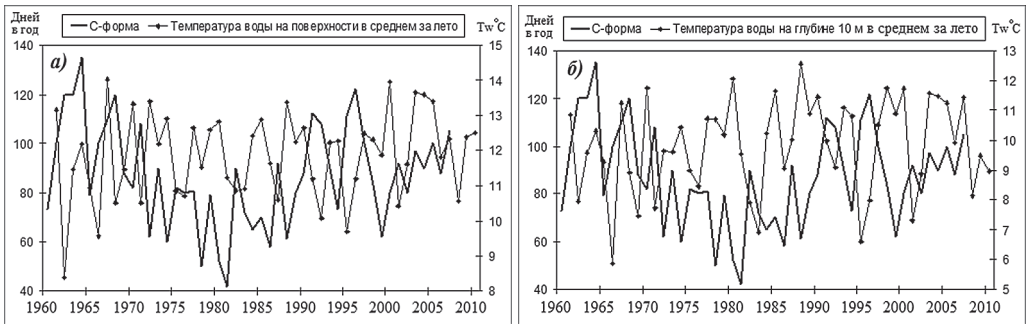


Рис. 6. Сравнение динамики значений С-формы атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса с изменчивостью температуры воды на поверхности (а) и на глубине 10 м (б) на станции Д-1 БС ЗИН РАН

Таблица 4

Коэффициенты корреляции между многолетней динамикой температуры воды на поверхности в районе мыса Картеш (ББС ЗИН РАН) и изменчивостью температуры воды на береговых станциях в северных и центральных районах Белого моря

Станции наблюдений за температурой воды	Кандалакша	Гридино	Умба	Чаваньга	Онега	Соловки
Мыс Картеш, в среднем за весну	0,26	0,38*	0,25	0,21	0,41**	0,45**
Мыс Картеш, в среднем за лето	0,62**	0,42**	0,63**	0,58**	0,27	0,18

Примечание. Выделенные знаком «*» коэффициенты корреляции соответствуют 95 % уровню обеспеченности, знаком «**» — 99 % уровню обеспеченности.

Выводы

На основе обобщения и анализа исходных данных о многолетней изменчивости температуры воды на станциях Беломорского региона можно прийти к следующим основным выводам.

1. За последние 50 лет в Беломорском регионе наблюдались существенные климатические изменения, которые выражались, в том числе, в изменчивости температуры поверхностного слоя воды и ледовитости. Наиболее выраженное потепление имело место в конце 1970-х и в начале 1990-х гг., а похолодание — в середине и в конце 1960-х гг. В первое десятилетие XXI в. наблюдались межгодовые колебания температуры воды поверхностного слоя близкие к квазистационарным с отсутствием выраженной тенденции.
2. Температура воды на большинстве рассмотренных станций имеет значимые и достаточно тесные связи положительного характера с изменчивостью Северо-Атлантического колебания, преимущественно с индексами NAO_1 и NAO_4 , а также с NAO_{06} .
3. Арктический антициклон, несмотря на свое относительно удаленное положение центра от Беломорского региона, оказывает достаточно заметное влияние на температуру поверхностного водного слоя и воздуха. На большинстве станций отмечается значимая связь отрицательного характера между минимальной годовой температурой воды и давлением в центре Арктического антициклона.
4. Развитие зональной *W*-форма циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса сопровождается потеплением в Беломорском регионе. Положительный характер связи прослеживается на большинстве использованных станциях наблюдений. Меридиональная *S*-форма циркуляции оказывает влияние на изменчивость температурного режима только в северных и северо-восточных районах Белого моря. В целом же, формы циркуляции Вангенгейма-Гирса показывают несколько меньшую эффективность в качестве предикторов изменений температурного режима, по сравнению с индексом NAO_{06} .

5. Реализация кластерного анализа показала, что для Беломорском региона характерна значительная региональная неоднородность многолетних изменений температуры воды на поверхности. Выделяется не менее 4 значимых групп станций, имеющих свои особенности температурной изменчивости и специфику связи с параметрами атмосферной циркуляции. При этом наибольшей обособленностью обладает динамика температуры воды в районе ст. Онега, Соловецких островов, а также на станциях располагающихся на побережье Горла Белого моря.

Литература

1. Бергер В.Я., Наумов А.Д., Сухотин А.А. Заключение. В кн.: В.Я. Бергер (ред.) Биологические ресурсы Белого моря: изучение и использование. Исследования фауны морей. Т. 69(77). — СПб.: Зоологический институт РАН, 2012, с. 320–331.
Berger V.Ya., Naumov A.D., Sukhotin A.A. Zaklyuchenie. V kn.: V.Ya. Berger (red.) Biologicheskie resursy Belogo morya: izuchenie i ispol'zovanie. Issledovaniya fauny morey. T. 69(77). — SPb.: Zoologicheskii institut RAN, 2012, s. 320–331.
2. Воробьев В.Н., Смирнов Н.П. Арктический антициклон и динамика климата Северной Полярной области. — СПб.: РГГМУ, 2003. — 82 с.
Vorob'ev V.N., Smirnov N.P. Arkticheskii antitsiklon i dinamika klimata Severnoy Polyarnoy oblasti. — SPb.: RGGMU, 2003. — 82 s.
3. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Дроздов В.В. Циклонический центр действия атмосферы и океана в Северной Атлантике. // Ученые записки РГГМУ, 2010, № 15, с. 117–134.
Smirnov N.P., Vorob'ev V.N., Drozdov V.V. Tsiklonicheskiy tseentr deystviya atmosfery i okeana v Severnoy Atlantike. // Uchenye zapiski RGGMU, 2010, № 15, s. 117–134.
4. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 280 с.
Girs A.A. Mnogoletnie kolebaniya atmosfernoj tsirkulyatsii i dolgosrochnye gidrometeorologicheskie prognozy. — L.: Gidrometeoizdat, 1971. — 280 s.
5. Дроздов В.В., Смирнов Н.П. Колебания климата и донные рыбы Балтийского моря. — СПб.: РГГМУ, 2009. — 249 с.
Drozdov V.V., Smirnov N.P. Kolebaniya klimata i donnye ryby Baltijskogo morya. — SPb.: RGGMU, 2009. — 249 s.
6. Дроздов В.В., Смирнов Н.П. Влияние крупномасштабных циркуляционных процессов в атмосфере на температурный режим Беломорского региона. // Проблемы Арктики и Антарктики, 2011, № 3(89), с. 78–88.
Drozdov V.V., Smirnov N.P. Vliyanie krupnomasshtabnykh tsirkulyatsionnykh protsessov v atmosfere na temperaturnyy rezhim Belomorskogo regiona. // Problemy Arktiki i Antarktiki, 2011, № 3(89), s. 78–88.
7. Дроздов В.В., Смирнов Н.П., Косенко А.В. Многолетняя динамика уловов промысловых рыб Белого моря под влиянием климатических колебаний и состояния рыбопромысловой отрасли. // Ученые записки РГГМУ, 2013, № 27, с. 148–164.
Drozdov V.V., Smirnov N.P., Kosenko A.V. Mnogoletnyaya dinamika ulovov promyslovykh ryb Belogo morya pod vliyaniem klimaticheskikh kolebaniy i sostoyaniya rybopromyslovoj otrasli. // Uchenye zapiski RGGMU, 2013, № 27, s. 148–164.
8. Единая система информации о Мировом океане. Проект ЕСИМО. — Электронный ресурс: [http://www.esimo.ru] (дата обращения: 10.07.2014).
Edinaya sistema informatsii o Mirovom okeane. Proekt ESIMO. — Elektronnyy resurs: [http://www.esimo.ru] (data obrashcheniya: 10.07.2014).
9. Мартынова Т.В. О колебаниях положения и интенсивности центров действия атмосферы. // Метеорология и гидрология, 1990, № 4, с. 50–55.
Martynova T.V. O kolebaniyakh polozheniya i intensivnosti tseentrov deystviya atmosfery. // Meteorologiya i gidrologiya, 1990, № 4, s. 50–55.

10. Официальный сайт Беломорской биологической станции Зоологического и института Российской Академии наук «Мыс Каргеш». — Электронный ресурс: [<http://www.zin.ru/kartesh>] (дата обращения: 14.05.2014).
Ofitsial'nyy sayt Belomorskoy biologicheskoy stantsii Zoologicheskogo i instituta Rossiyskoy Akademii nauk «Mys Kartesh». — Elektronnyy resurs: [<http://www.zin.ru/kartesh>] (data obrashcheniya: 14.05.2014).
11. Проект «Моря». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 2. Белое море. Вып.1. Гидрометеорологические условия. — Л.: Гидрометеиздат, 1991. — 241 с.
Proekt «Morya». Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morey SSSR. T. 2. Beloe more. Vyp.1. Gidrometeorologicheskie usloviya. — L.: Gidrometeoizdat, 1991. — 241 s.
12. *Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю.* Северо-Атлантическое колебание и климат: — СПб.: РГГМУ, 1998. — 122 с.
Smirnov N.P., Vorob'ev V.N., Kochanov S.Yu. Severo-Atlanticheskoe kolebanie i klimat. — Spb.: RGGMU, 1998. — 122 s.
13. *Трешников А.Ф.* Центры действия атмосферы и гидросферы. // Проблемы Арктики и Антарктики, 1974, вып. 43–44, с.153–170.
Treshnikov A.F. Tsentry deystviya atmosfery i gidrosfery. // Problemy Arktiki i Antarktiki, 1974, vyp. 43–44, s.153–170.
14. Национальный центр океанографических данных (National Oceanographic Data Center WOCE v3). — Электронный ресурс: [<http://www.nodc.noaa.gov>] (дата обращения: 05.06.2014).
Natsional'nyy tsentr okeanograficheskikh dannykh (National Oceanographic Data Center WOCE v3). — Elektronnyy resurs: [<http://www.nodc.noaa.gov>] (data obrashcheniya: 05.06.2014).
15. *Усов Н.В.* Динамика зоопланктона в зимний период в замерзающем море на примере прибрежной зоны Белого моря. // Вестник С.-Петербургского университета, 2011, сер. 3, вып. 3, с. 3–14.
Usov N.V. Dinamika zooplanktona v zimniy period v zamerzayushchem more na primere pribrezhnoy zony Belogo morya. // Vestnik S.-Peterburgskogo universiteta, 2011, ser. 3, vyp. 3, s. 3–14.
16. *Филатов Н.Н., Терзевик А.Ю.* Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов. — Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. — 349 с.
Filatov N.N., Terzhevik A.Yu. Beloe more i ego vodosbor pod vliyaniem klimaticheskikh i antropogennykh faktorov. — Petrozavodsk: Karel'skiy nauchnyy tsentr RAN, 2007. — 349 s.
17. *Sukhotin A., Berger V.* Long-term monitoring studies as a powerful tool in marine ecosystem research. // Hydrobiologia, 2013, vol. 706, pp. 1–9.
18. *Usov N., Kutcheva I., Primakov I., Martynova D.* Every species is good in its season: Do the shifts in the annual temperature dynamics affect the phenology of the zooplankton species in the White Sea? // Hydrobiologia, 2013, vol. 706, pp. 11–33.