

И.Д. РОСТОВ, Е.В. ДМИТРИЕВА, А.А. ВОРОНЦОВ

Проявления глобальных климатических изменений в прибрежных акваториях и прилегающих районах Охотского моря

Представлены результаты анализа межгодовых изменений гидрометеорологических характеристик – поля ветра, температуры воздуха и воды, солёности и уровня моря – по данным срочных гидрометеорологических наблюдений на прибрежных станциях и постах Росгидромета в Охотском море за период 1980–2016 гг. Показано, что эффекты глобальных климатических изменений в пределах рассматриваемого региона проявляются по-разному и усиливаются в последние десятилетия.

Ключевые слова: Охотское море, прибрежные воды, температура воды и воздуха, солёность, уровень моря, тенденции климатических изменений, последние десятилетия.

Manifestation of global climatic changes in coastal waters and adjacent areas of the Okhotsk Sea. I.D. ROSTOV, E.V. DMITRIEVA (V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok), A.A. VORONTSOV (All Russian Research Institute of Hydrometeorological Information. World Data Center, Obninsk).

Results of interannual meteorological and hydrological characteristics changes analysis – wind field, air and water temperature, salinity and sea level based on observation data at coastal stations and posts of Roshydromet in the Okhotsk Sea during 1980–2016 are presented. It is shown that effects of global climatic changes are differently shown within the considered region and amplify in the last decades.

Key words: Okhotsk Sea, coastal waters, air and water temperature, salinity, sea level, climatic changes tendencies, last decades.

Введение

В последние десятилетия климат существенно изменяется [27]. В 2016 г. средняя глобальная температура поверхности Земли оказалась самой высокой с 1880 г. В 1976–2016 гг. потепление происходило со скоростью $0,17\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет, в то время как для России оно составляло $0,45\text{ }^{\circ}\text{C}$, Приморья и Приамурья $0,36\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет, т.е. на территории нашей страны скорость потепления была в 2,1–2,6 раза выше, чем в целом на планете, что объясняет 46 и 40 % межгодовой изменчивости температуры соответственно [7]. В 2017 г. положительный тренд температуры воздуха по России и югу Дальнего Востока оставался высоким: $0,42$ и $0,33\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. Процесс потепления оказывает значительное влияние на климат региона, что определяется характером атмосферной циркуляции и зависит от крупномасштабных планетарных процессов, положения и выраженности сезонных центров

*РОСТОВ Игорь Дмитриевич – кандидат географических наук, заведующий лабораторией, ДМИТРИЕВА Елена Витальевна – кандидат технических наук, старший научный сотрудник (Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, Владивосток), ВОРОНЦОВ Александр Анатольевич – кандидат физико-математических наук, заведующий лабораторией (Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации. Мировой центр данных, Обнинск). *E-mail: rostov@poi.dvo.ru

действия атмосферы (ЦДА), типов атмосферных процессов и физико-географических условий [3, 6, 20]. Циркуляционный режим района в целом довольно подробно исследован. Установлено, что в период со второй половины 1970-х годов в климатическом режиме региона произошли заметные изменения, последствия которых отражаются на состоянии всех характеристик климатической системы, прежде всего в виде нарушений сезонного режима муссонной циркуляции. С этими изменениями связаны тенденции отклонений параметров атмосферы и гидросферы от среднего состояния, которые приводят к перестройке гидрометеорологического режима: количество «холодных» синоптических типов над дальневосточными морями сократилось, активность и продолжительность зимнего муссона уменьшились, а летнего – увеличились при ослаблении его холодной стадии, и с конца 1980-х годов произошло «потепление» [5, 20]. В последние 20–30 лет наблюдаются положительный тренд средних интегральных значений температуры воздуха (T_a), воды (T_w), уровня моря (L) и разнонаправленные тенденции изменений солености (S) вод [10, 15, 16, 21].

Цель данной работы – оценить тенденции и особенности межгодовых изменений основных гидрометеохарактеристик (T_a , T_w , S , L) прибрежных районов Охотского моря за последние 37 лет на фоне общего «потепления».

Материал и методы

В работе были использованы материалы Росгидромета (архив Госфонда – <http://meteo.ru/>) и данные уровня моря для двух пунктов на побережье о-ва Хоккайдо (архив JASL/UHSLC – <http://ilikai.soest.hawaii.edu/UHSLC/jasl.html>). Некоторые ряды данных на 34 гидрометеостанциях (ГМС) содержали пропуски, поэтому для анализа отображены 23 ГМС с данными по T_w и T_a , 11 ГМС – с информацией по S и 8 ГМС – по L .

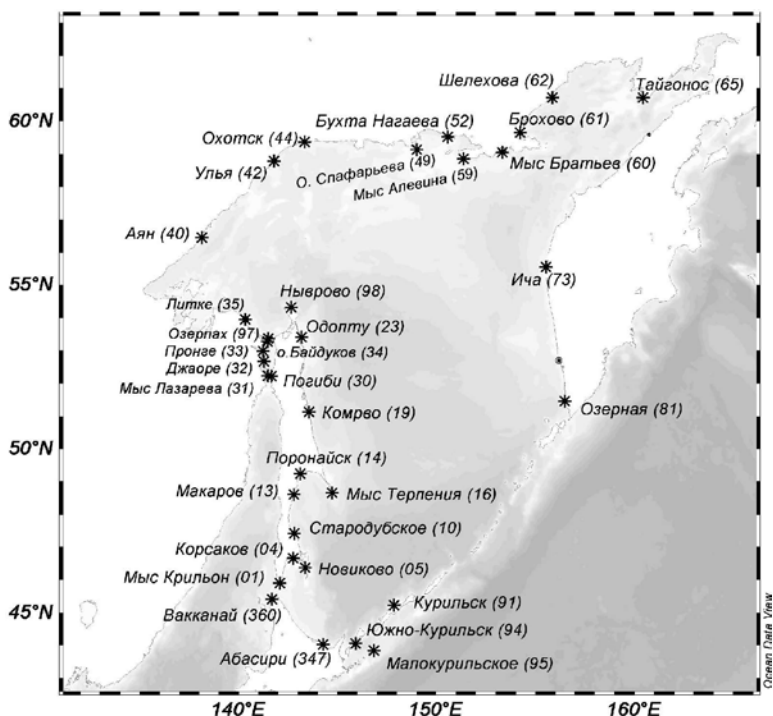


Рис. 1. Схема расположения станций наблюдений. Номер станции соответствует последним значениям 5-значного общероссийского кода данного пункта наблюдений, для о-ва Хоккайдо – номеру в каталоге архива JASL/UHSLC

Расположение ГМС показано на рис. 1. По ним рассчитывались средние месячные, сезонные и годовые характеристики, что обеспечивало получение сглаженных рядов. Для большинства ГМС величина коэффициента вариации (показателя неоднородности) не превышала 10–15 %. С учетом продолжительности ледового периода [4], особенностей внутригодового хода T_a и T_w [2, 19], характера корреляционных связей и трендовых составляющих выделены теплый (июль–октябрь) и холодный (ноябрь–апрель) сезоны года.

Также использовались данные о динамике климатических индексов (КИ), позволяющие оценить вклад крупномасштабных процессов в региональную изменчивость: индекс тихоокеанского декадного колебания (PDO), индекс южного (SOI) и арктического (АО) колебаний, индекс летнего охотоморского максимума (ОКН), западнотихоокеанский (WP) и северотихоокеанский (NPI) индексы, данные реанализа осадков, ветра и T_w на сетке (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov> и <https://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/getpage.pl>). Кроме того, анализировали ряды ледовитости моря по данным Национального ледового центра США (http://www.natice.noaa.gov/products/weekly_products.html) и величины стока р. Амур у с. Богородское (<https://gmvo.skniivh.ru>). Тренды оценивали для среднегодовых характеристик за 1984–2013 гг. За критическое значение коэффициента корреляции на 5%-м уровне значимости линейного тренда было принято 0,33 (коэффициент детерминации $R^2 \geq 0,11$). Исследование межгодовых изменений T_w и ветра проводилось с использованием метода разложения рядов (полей) на главные компоненты, или эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) [13, 24].

Результаты и обсуждение

Общие характеристики межгодовой изменчивости гидрометеорологических параметров в прибрежных и прилегающих к ним районах Охотского моря

Произошедшие в результате климатического сдвига нарушения барического поля и сезонного режима региональной муссонной циркуляции атмосферы выражены в изменениях поля ветра (рис. 2).

Рис. 2*d, e* указывают на тенденции ослабления в 1980–2016 гг. зимних муссонных ветров северных румбов с 3,4 до 2,6 м/с и усиления летнего муссона при возрастании скорости ветра западных и южных румбов с 0,5 до 1,0 м/с. Поле ветра над морем весьма неоднородно и имеет значительную завихренность. Для выявления его пространственно-временной структуры были вычислены ЭОФ компонент скорости. Первые три моды аккумулируют большую часть (79–89 %) информации о межгодовой изменчивости поля ветра (табл. 1). Особенности временных изменений V и U тесно коррелируют с колебаниями временных коэффициентов первой моды ЭОФ, которая описывает однородные, синфазные колебания и отражает синхронные изменения ветра практически над всей акваторией моря. Процессы, описываемые этой модой, получают максимальное развитие за счет статистически значимого ослабления V -компоненты скорости в течение холодного сезона (зимнего муссона) – 65 % вклада в ее дисперсию.

Таблица 1

Вклад первых трех мод ЭОФ разложения поля ветра в дисперсию межгодовых изменений по данным реанализа (%)

Показатель	Меридиональная компонента (V)				Зональная компонента (U)			
	C1	C2	C3	ΣC	C1	C2	C3	ΣC
ЭОФ								
Среднегодовые	68	13	7	88	49	22	10	81
Теплый сезон	49	18	12	79	53	23	10	86
Холодный сезон	65	14	10	89	60	20	6	86

Величина вклада первой моды в межгодовую изменчивость поля ветра определяется главным образом вариациями преобладающего воздушного переноса вследствие

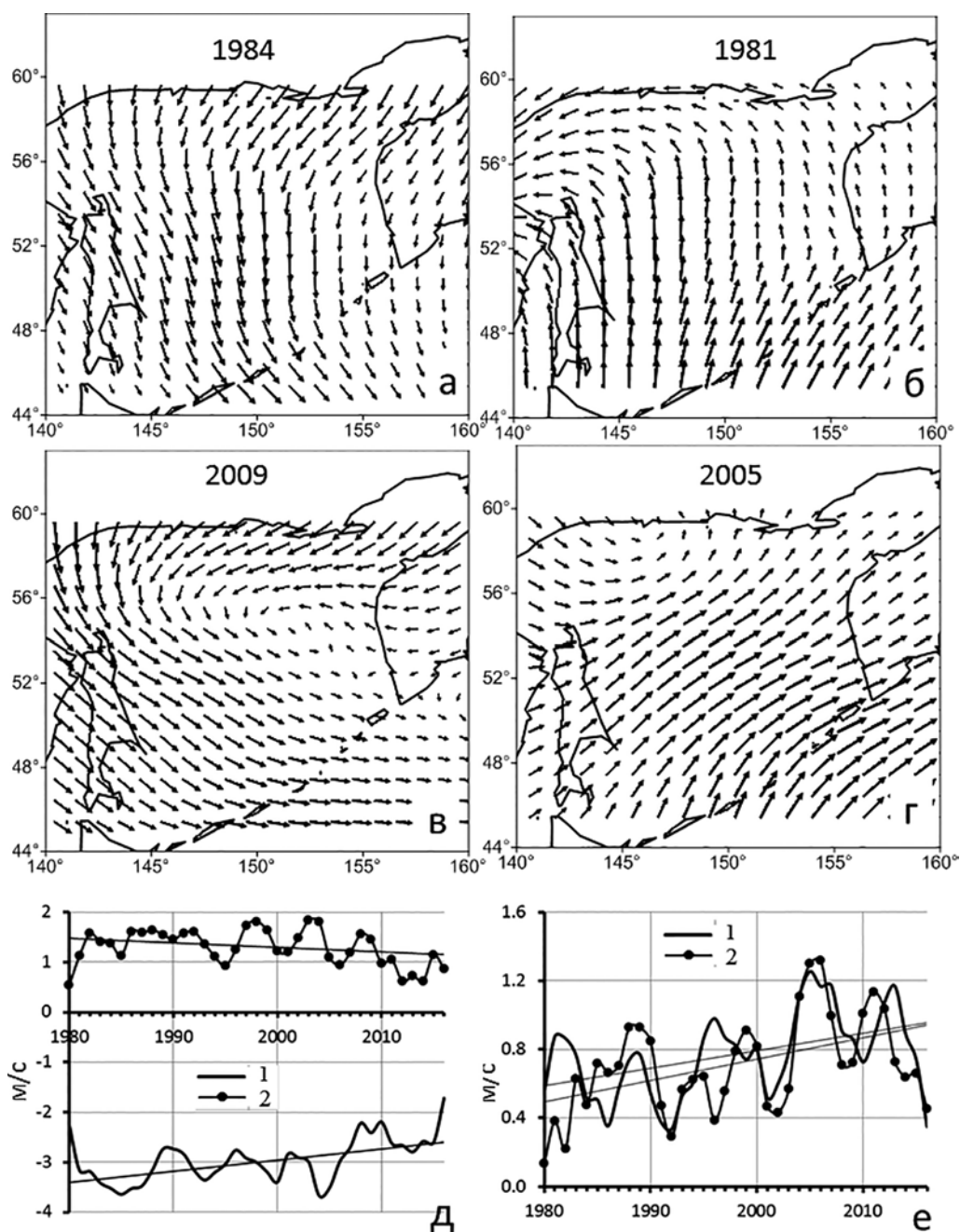


Рис. 2. Поле ветра в холодный (а, в) и теплый (б, г) сезоны года в первой и второй половине периода наблюдений и сглаженные 3-летним скользящим средним меридиональная V (1) и зональная U (2) компоненты скорости ветра в холодный (д) и теплый (е) сезоны

муссонной циркуляции. Эти вариации связаны с состоянием ЦДА, а преобладающий перенос – с типами синоптических процессов [3, 6, 21]. Энергетический вклад процессов, описываемых второй и третьей модами ЭОФ, намного меньше. Отмеченные изменения ветрового режима являются динамическим откликом системы на изменения атмосферного давления и согласуются с вариациями основных КИ [5, 16, 19]. В ходе межгодовых изменений основных КИ отмечались статистически значимые положительные и отрицательные трендовые составляющие как в теплый (PDO, AO, ОКН), так и в холодный

(только NPI) сезоны (рис. 3). Характерные точки перегиба кривых накопленных аномалий, указывающие на различные фазы процесса, отмечены на рис. 3б пунктирной линией. Эти фазы являются следствием изменения давления в ЦДА и крупномасштабных колебаний в системе океан–атмосфера всего севера Тихого океана [14, 20]. Табл. 2 содержит оценки связей между климатическими переменными и временной динамикой отдельных КИ. В теплый период вариации первой моды зональной компоненты скорости ветра (U-C1) характеризуются корреляционными связями с индексами PDO, WP и ОКН, второй (U-C2) – с WP и ОКН. Для меридиональной компоненты V изменения этих мод в тот же период года коррелируют только с индексом ОКН. В холодный период значимые корреляционные связи с КИ выражены между первыми модами зональной (WP и SOI) и меридиональной (PDO, NPI, AO) компонент.

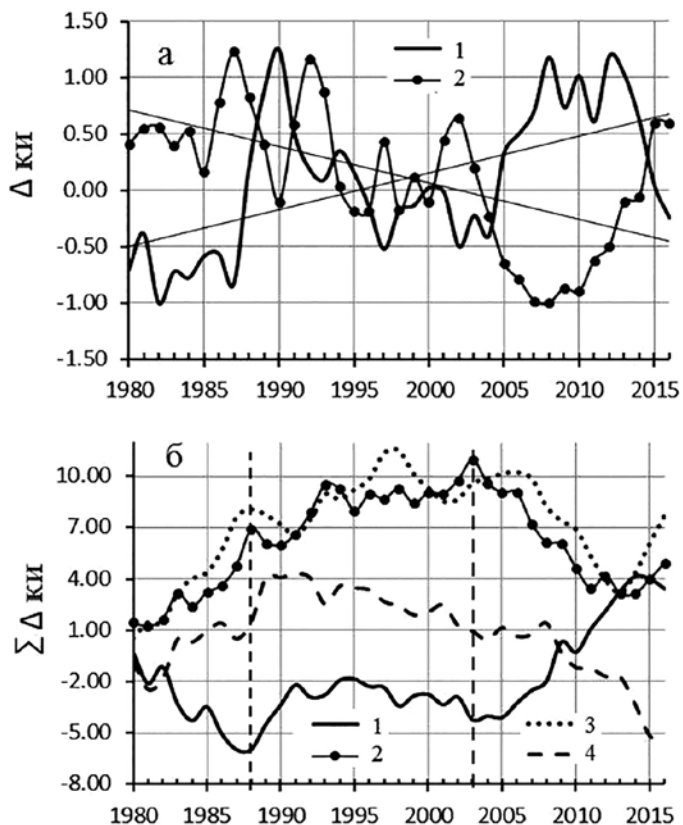


Рис. 3. Сглаженные 3-летним средним нормализованные (а) и накопленные (б) аномалии климатических индексов: 1 – NPI (ноябрь–март), 2 – ОКН (июль–сентябрь), 3 – PDO (среднегодовое), 4 – АО (июль–октябрь)

На рис. 4 в обобщенном виде представлены кривые изменений различных климатических характеристик, их аномалий и интегральных кривых, позволяющих выделить в межгодовом ходе этих переменных отдельные периоды с преобладанием аномалий одного знака.

Наиболее заметные колебания T_a и T_w наблюдались с конца 1980-х до начала 2000-х годов. Накануне этого периода в основном происходило накопление их отрицательных аномалий и преобладали положительные аномалии ледовитости, а в следующие за ним 15 лет – постепенное потепление и уменьшение ледовитости. Черда относительно теплых лет в середине рассматриваемого периода завершилась резким похолоданием после 1997 г. с максимальным развитием льда в 2001 г. [14, 19]. По данным ГМС, экстремально

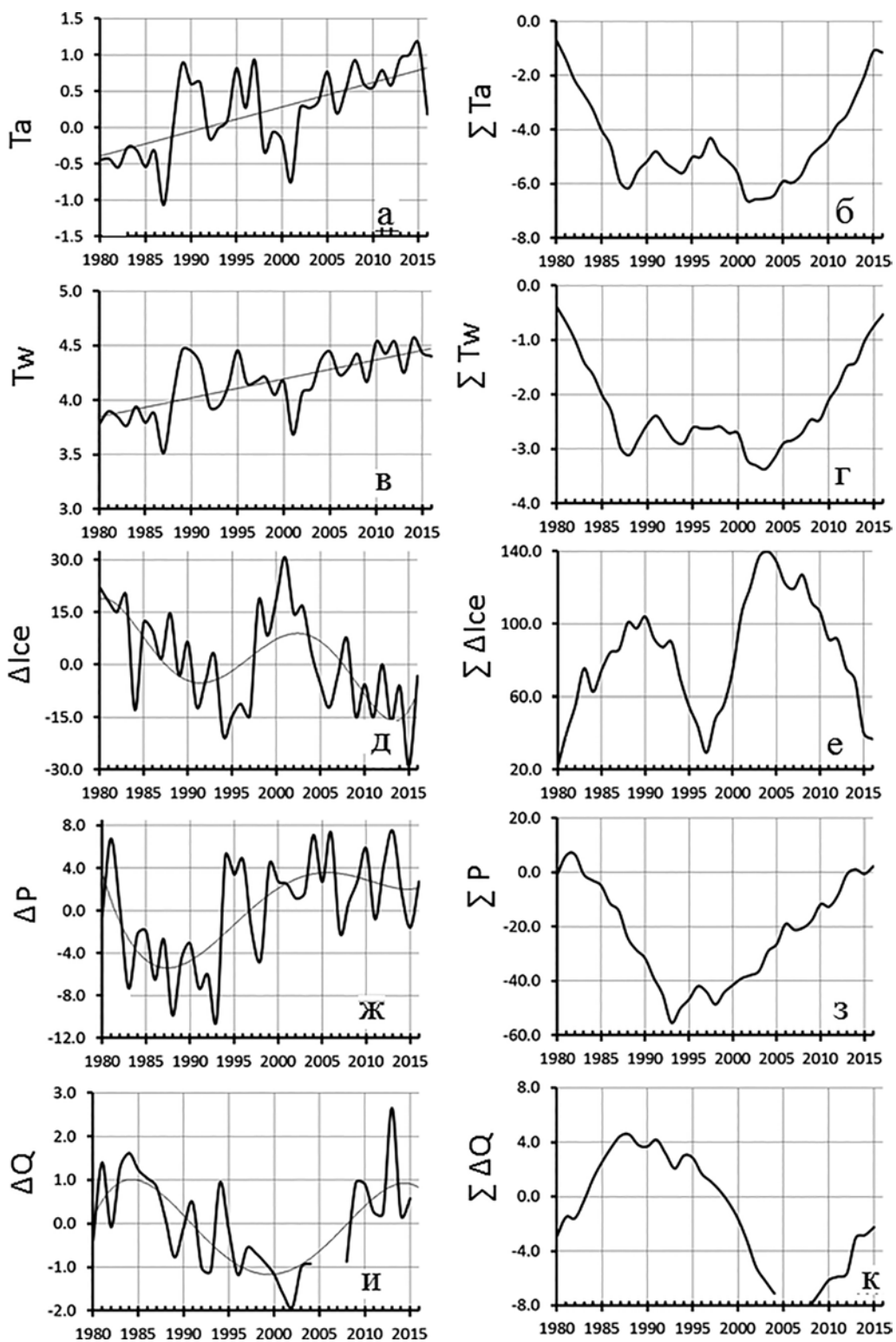


Рис. 4. Межгодовая изменчивость средних значений температуры воздуха (а), воды (в) и их накопленных аномалий (б, г) на ГМС; изменчивость аномалий и накопленных аномалий ледовитости моря в феврале (д, е), атмосферных осадков (ж, з) и величины расхода воды р. Амур (и, к)

Таблица 2

Коэффициенты корреляции межгодовых колебаний климатических индексов с вариациями первых мод ЭОФ меридиональной (V-C1, V-C2) и зональной (U-C1, U-C2) компонент скорости ветра, температуры воздуха (Ta) и воды (Tw) за период 1980–2016 гг.

Показатель	PDO	NPI	WP	SOI	AO	ОКН
Теплый сезон						
V-C1	-0,3	-	-0,1	0,1	0,0	-0,3
V-C2	0,0	-	0,0	0,1	0,1	0,4
U-C1	-0,5	-	0,5	0,3	0,3	-0,6
U-C2	0,0	-	0,4	0,0	0,2	0,3
Ta	-0,6	-	0,0	0,3	-0,1	-0,5
Tw	-0,5	-	-0,2	0,3	0,3	-0,5
Холодный сезон						
V-C1	-0,5	0,6	0,0	0,3	0,4	-
V-C2	0,0	-0,1	0,1	-0,1	0,2	-
U-C1	0,2	-0,3	0,4	-0,4	0,1	-
U-C2	0,0	0,0	-0,1	0,0	0,3	-
Ta	-0,4	0,4	-0,4	0,2	0,4	-
Tw	-0,4	0,5	-0,2	0,0	0,2	-

Примечание. Прочерк – отсутствие оценок из-за сезонности ЦДА. Жирным шрифтом выделены значимые величины.

жимо мала. При сравнении рис. 3б и 4б, г, е видно, что характер межгодовых изменений накопленных аномалий Ta, Tw и ледовитости соответствует фазам вариаций основных КИ. В теплый период года колебания Ta, Tw характеризуются значимыми отрицательными коэффициентами корреляции с индексами PDO, ОКН (табл. 2), а в холодный – проявляются значимые корреляционные связи с индексами PDO, NPI (для Tw) и WP, AO (для Ta).

Атмосферные осадки над акваторией Охотского моря являются наиболее изменчивой характеристикой [4]. В целом наблюдается увеличение осадков примерно на 4,5 % за весь рассматриваемый период. На северном побережье значимые положительные величины КЛТ составляют около 4–5 мм, а на юге у мыса Крильон – 20 мм за 10 лет. В межгодовом ходе выделяется фаза накопления отрицательных (до 1993 г.) и положительных (1994–2016 гг.) аномалий величины осадков (рис. 4з). Колебания осадков имеют значимые отрицательные корреляционные связи только с индексом PDO.

Межгодовые вариации объема стока р. Амур оказывают сильное влияние на соленость и уровень отдельных районов моря [4, 8]. Межгодовые изменения уровня моря не имели значимого линейного тренда (рис. 4и) и прямых корреляционных связей с колебаниями КИ. С 1956 г. наблюдалось уменьшение величины стока до минимальных исторических значений к началу XXI в., а после 2002 г. начался рост расходов воды, вплоть до наступления исторического максимума в 2013 г., который нашел отражение в изменениях уровня в Амурском лимане.

Региональные особенности изменения гидрометеорологических характеристик

Температура воды и воздуха. Для анализа изменений характеристик рассчитаны матрицы парных коэффициентов корреляции межгодовых колебаний аномалий Ta и Tw для всех ГМС. Колебания среднегодовых значений Ta для 90 % пар ГМС и среднегодовых значений Tw для 52 % пар ГМС характеризуются статистически значимыми положительными корреляционными связями. Наличие корреляции и характер межгодовых ΔTa и ΔTw позволили объединить соседние станции в отдельные группы и выделить в прибрежной зоне методами кластерного анализа [16] четыре района с различающимися характеристиками [4]: север Охотского моря (СОМ), север Сахалина и Амурский лиман (СОС), юго-восточная часть Сахалина (ЮОС), Южно-Курильский район (ЮКР). Внутри этих районов

высокие среднегодовые Tw ($> 4,4$ °C) отмечались в 1989–1990, 1995, 2005, 2008–2016 гг. (исключая 2009 и 2013 гг.), а наименьшие Tw ($< 3,8$ °C) – в 1980, 1983, 1987 и 2001 гг.

По уточненным данным [16], для всех ГМС статистически значимые коэффициенты линейного тренда (КЛТ) среднегодовых Ta и Tw (рис. 4а, в) составляют 0,34 и 0,17 °C за 10 лет соответственно. По этим осредненным данным выявлено, что скорость роста Ta оставалась квазипостоянной в различные сезоны, в то время как наиболее быстрый рост Tw наблюдался в теплый сезон (в среднем на 0,34 °C за 10 лет). В холодный сезон величина КЛТ для Tw пренебрежимо мала.

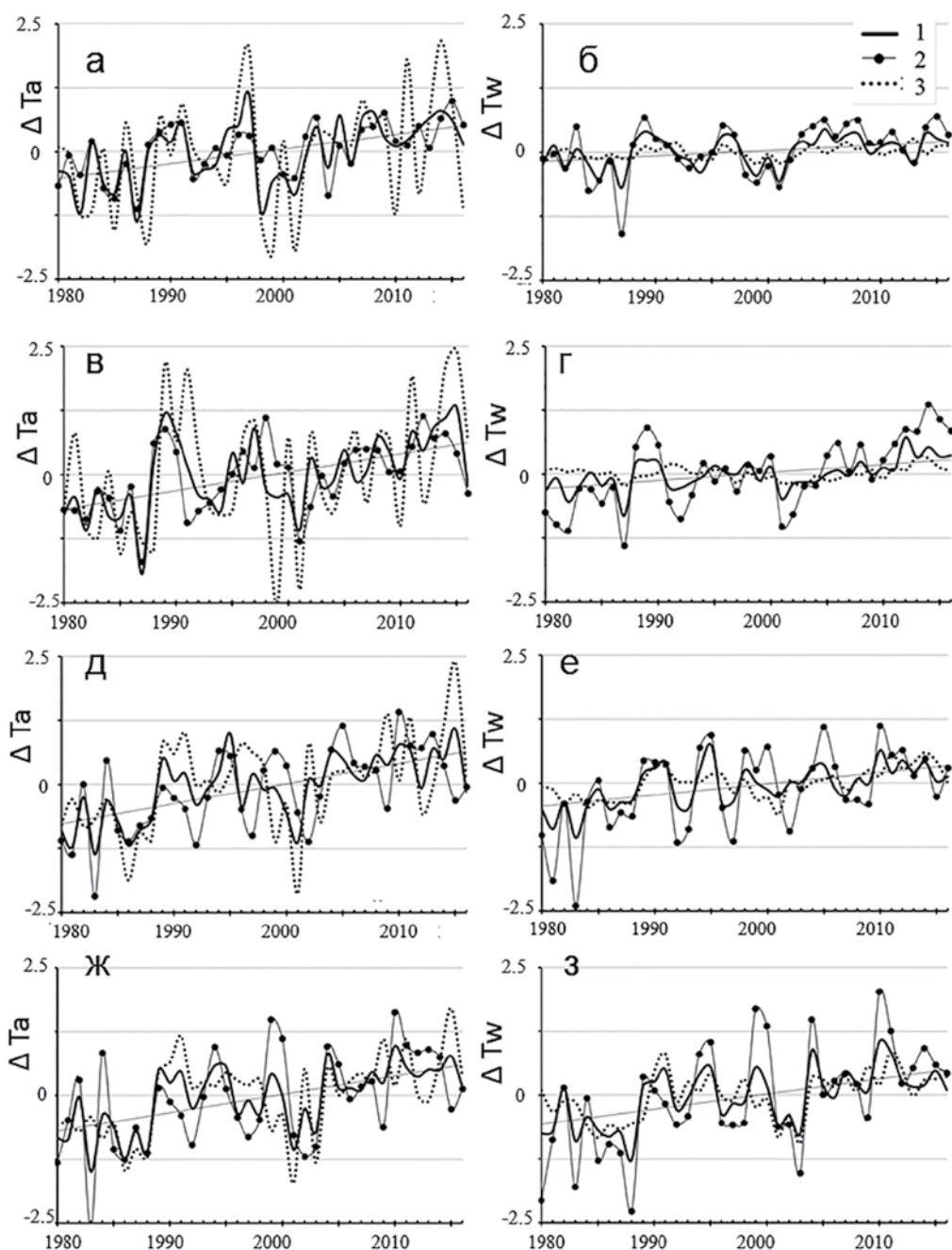


Рис. 5. Межгодовая изменчивость аномалий температуры воздуха (ΔT_a) и воды (ΔT_w) по районам: COM (а, б), СОС (в, г), ЮОС (д, е), ЮКР (ж, з). Обозначения: 1 – среднегодовые значения; 2 и 3 – значения в теплый и холодный сезоны соответственно. Показан линейный тренд

средние величины парных коэффициентов корреляции межгодовых колебаний температуры на отдельных станциях возросли до 0,65–0,97. В межгодовом ходе T_w выражены колебания с периодами от 2–3 до 7–9 лет, характерные для повторяемости типов атмосферных процессов регионального и локального масштабов [6, 14], а также значимые положительные линейные тренды (рис. 5, табл. 3). На рис. 5 хорошо заметны различия в интенсивности (размах колебаний) и характере протекания (синхронность колебаний) этого процесса в выделенных районах в разные сезоны.

Характеристики линейного тренда межгодовых изменений температуры воздуха и воды в прибрежных районах Охотского моря за период 1980–2016 гг.

Район	Среднегодовые значения			Значения в теплый сезон			Значения в холодный сезон		
	$\pm T$	D	КЛТ	$\pm T$	D	КЛТ	$\pm T$	D	КЛТ
Температура воздуха									
СОМ	1,2	28	0,31	1,0	31	0,27	1,1	11	0,31
СОС	1,3	29	0,35	1,1	25	0,31	1,4	11	0,37
ЮООС	1,4	47	0,39	1,6	42	0,43	1,5	24	0,40
ЮОКР	1,3	38	0,36	1,5	23	0,41	1,3	24	0,35
Все станции	1,3	43	0,34	1,3	52	0,34	1,3	16	0,35
Температура воды									
СОМ	0,4	16	0,11	0,7	18	0,19	0,2	17	0,05
СОС	0,6	33	0,16	1,5	41	0,40	0,1	25	0,02
ЮООС	0,8	34	0,22	1,4	26	0,38	0,6	33	0,16
ЮОКР	1,1	34	0,30	2,0	32	0,54	0,7	22	0,20
Все станции	0,6	46	0,17	1,3	50	0,34	0,3	32	0,09

Примечание. $\pm T$ – тренд за 37 лет, °C; КЛТ – коэффициент линейного тренда, °C за 10 лет (жирным шрифтом выделены величины значимого тренда); D – вклад тренда в суммарную дисперсию, %.

За 37 лет среднегодовые значения T_a в этих районах выросли на 1,2–1,4 °C при скорости роста КЛТ 0,31–0,39. Для T_w повышение составило 0,4–1,1 °C при росте КЛТ на 0,11–0,30 °C за 10 лет. При этом наблюдается трехкратное увеличение КЛТ среднегодовой T_w в направлении с севера на юг акватории моря. Во всех районах КЛТ достигают максимальных положительных значений в теплый период года, для T_w они почти в 2 раза больше среднегодовых и в 2,3–3,8 раза больше аналогичных оценок для холодного сезона (табл. 3). Такие различия для T_a менее выражены. Вклад линейного тренда в суммарную дисперсию вариаций среднегодовых значений T_a и T_w (D) также увеличивается в направлении с севера на юг акватории моря (в 1,7–2 раза).

В многолетнем ходе температуры воды на фоне чередования «холодных» и «теплых» периодов четко выражена общая тенденция увеличения количества теплых лет [16]. На изменения T_w всей акватории значительное влияние оказывают крупномасштабные процессы, параметризуемые вариациями климатических индексов PDO и ОКН в теплый и PDO и NPI в холодный сезоны (рис. 3, табл. 2). Корреляционные связи между среднегодовыми значениями ΔT_w , осредненными по выделенным районам, и колебаниями климатических индексов проявляются по-разному (табл. 4).

Таблица 4
Коэффициенты корреляции между колебаниями климатических индексов и аномалиями температуры воды по районам за период 1980–2016 гг.

Район	PDO	NPI	WP	SOI	AO	ОКН
Теплый сезон						
СОМ	-0,1	-	-0,4	0,2	0,1	-0,2
СОС	-0,4	-	-0,1	0,4	0,1	-0,2
ЮООС	-0,5	-	0,2	0,2	0,0	-0,5
ЮОКР	-0,5	-	0,3	0,1	0,1	-0,7
Холодный сезон						
СОМ	-0,3	0,2	-0,2	0,1	0,2	-
СОС	-0,2	0,3	-0,3	0,0	0,2	-
ЮООС	-0,4	0,5	-0,2	0,1	0,3	-
ЮОКР	-0,4	0,5	0,1	0,0	0,3	-

Примечание. Прочерк – отсутствие оценок из-за сезонности ЦДА. Жирным шрифтом выделены значимые величины.

В районах СОМ и СОС в холодный период года коэффициенты корреляции между колебаниями исследуемых показателей статистически незначимы. В южных районах Охотского моря (ЮООС и ЮОКР) в это время года прослеживаются синфазные изменения температуры с индексом NPI и противофазные – с PDO. В теплый период в СОМ значимы только корреляции противофазных колебаний температуры с индексом WP, южнее (СОС) – противофазные связи колебаний T_w с PDO и синфазные с SOI. В ЮООС и ЮОКР на межгодовой ход T_w влияют процессы, определяющие изменения индексов PDO и ОКН.

Соленость. Режим S в верхнем слое Охотского моря обусловлен процессами ледообразования и ледотаяния, стоком рек, осадками и испарением, влиянием циркуляционных факторов и водообмена через проливы. Благодаря воздействиям этих факторов происходят значительные сезонные изменения поля S , проявляющиеся и в особенностях межгодового хода этого показателя в прибрежных районах моря [4, 8, 21]. По этой же причине соленость на различных ГМС может меняться разнонаправленно. Рис. 6а, в, д демонстрируют различия характера межгодовых изменений аномалий S в отдельных районах прибрежной зоны (величины парных коэффициентов корреляции межгодовых вариаций S для станций изменялись от -0,7 до 0,7). Внутри периода наблюдений выделяются фазы увеличения и уменьшения аномалий солености в различных районах (рис. 6б, г, е), отражающие влияние доминирующих факторов и особенности протекания этого процесса в том или ином районе.

В линейном приближении временного хода среднегодовых аномалий S на пяти станциях, расположенных на северном побережье Охотского моря, отмечаются статистически значимые однонаправленные тренды понижения S и только на двух – мыс Погиби и мыс Терпения (Сахалин) – ее увеличения (табл. 5). В районе других ГМС на фоне циклических колебаний S однонаправленные тренды выражены слабо, а на двух из них (о-в Спафарьева и Одопту) в отдельные месяцы теплого сезона значимы только отрицательные. В районе ГМС бухты Нагаева, Охотск и Аян выделяются очаги устойчивого падения величин

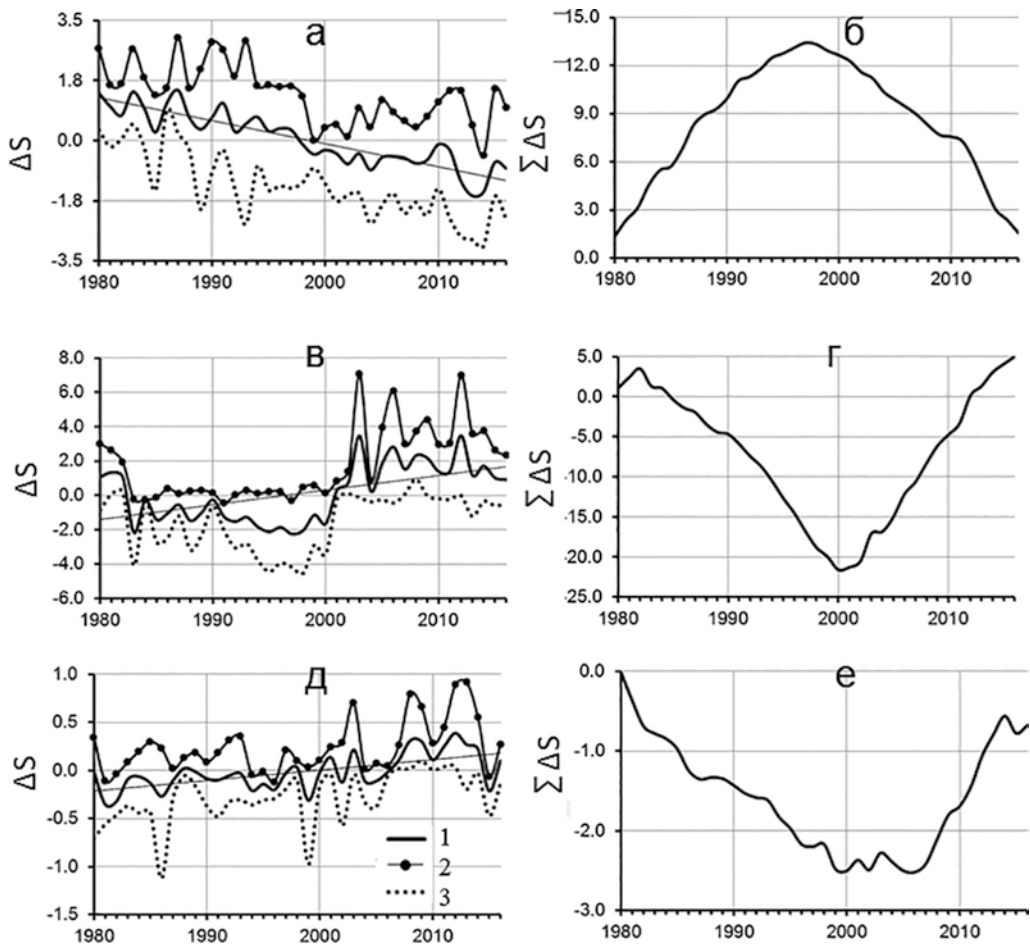


Рис. 6. Межгодовая изменчивость аномалий и накопленных аномалий солености по районам: СОМ (а, б), СОС (в, г) и ЮОС (д, е). Обозначения: 1 – среднегодовые, 2 – максимальные, 3 – минимальные значения солености

Характер и тенденции межгодовых изменений солёности на прибрежных ГМС Охотского моря за период 1980–2016 гг.

№ станции	Название станции	σ^2	D	$\pm S$	КЛТ	КЛТм	КЛТт	КЛТх	r1	r2
52	Бухта Нагаева	1,8	53	-3,4	-0,91	-1,42 (6)	-1,05	-0,72	-0,34	<u>-0,37</u> 0,27
44	Охотск	2,8	54	-4,2	-1,14	-2,01 (8)	-1,68	-0,77	-0,57	<u>-0,52</u> 0,15
49	О-в Спафарьева	0,9	2	-0,4	-0,12	-1,0 (6)	-0,43	0,24	0,06	<u>-0,14</u> -0,19
60	Мыс Братьев	0,5	29	-1,3	-0,36	-0,56 (2)	-0,34	-0,38	-0,33	<u>-0,34</u> 0,11
40	Аян	2,9	49	-3,9	-1,06	-2,03 (5)	-1,16	-0,70	-0,42	<u>-0,43</u> 0,16
73	Ича	1,0	24	-1,6	-0,45	-0,91 (3)	-0,38	-0,51	-0,43	<u>-0,34</u> 0,03
23	Одопту	0,2	2	-0,3	-0,09	-0,90 (6)	-0,37	0,11	-0,39	<u>0,01</u> 0,29
30	Мыс Погиби	12,4	31	6,7	1,80	3,95 (7)	2,71	1,17	-0,45	<u>0,52</u> -0,06
16	Мыс Терпения	0,2	60	1,0	0,27	0,52 (4)	0,21	0,34	-0,07	<u>0,49</u> -0,06
4	Корсаков	0,2	4	0,3	0,08	0,17 (4)	0,16	0,01	-0,39	<u>0,07</u> 0,01
1	Мыс Крильон	0,02	3	-0,1	-0,02	-0,14 (1)	-0,02	-0,04	-0,33	<u>-0,07</u> 0,10

Примечание. σ^2 – дисперсия; D – вклад тренда в суммарную дисперсию, %; $\pm S$ – тренд за 37 лет, %; КЛТ – коэффициент наклона линейного тренда, % за 10 лет; КЛТм – максимальная величина КЛТ (в скобках – месяц); КЛТт, КЛТх – коэффициенты тренда для теплого и холодного сезонов соответственно; r1 и r2 – коэффициенты корреляции солёность/осадки (теплый период) и солёность/скорость ветра (первая мода ЭОФ, V – числитель, U – знаменатель). Жирным шрифтом выделены значимые оценки тренда и коэффициентов корреляции.

КЛТ во все месяцы. Здесь скорость уменьшения среднегодовой солёности составляла 0,9–1,1 ‰, в отдельные месяцы до 2 ‰ за 10 лет. За 37 лет S упала на 3–4 ‰. В среднем для северного побережья (рис. 6а) снижение значения КЛТ было несколько меньше – 0,7 ‰ за 10 лет при характерных для северной части Тихого океана значениях – 0,4 ‰ за 10 лет [23]. Согласно данным табл. 5 максимум дисперсии S отмечался в Амурском лимане и на ГМС северного побережья. В прол. Невельского размах межгодовых колебаний солёности достигал почти 13 ‰.

У мыса Погиби величина значимых положительных трендов составляет 1,80 ‰ за 10 лет, а доля трендовой составляющей в общей дисперсии 31 %. В теплый период КЛТ возрастает до 2,71 ‰ (в июле – 3,95 ‰) за 10 лет. За исследуемый период S увеличилась здесь почти на 7 ‰. В районах СОМ и СОС величина D изменяется в широких пределах, превышая на некоторых ГМС 50 %. Южнее мыса Терпения значимые тренды изменения солёности не выражены во все месяцы года, поэтому величина D здесь не превосходит 5 %. Корреляционный анализ межгодовых изменений S и осадков показал, что для большинства ГМС характерна значимая отрицательная корреляционная связь между изменениями этих характеристик ($r = -0,6 \dots -0,7$). Влияние динамических процессов на тренды изменения S проявляются разнонаправлено.

Уровень моря. Вариации среднего уровня моря различаются масштабами и обуславливающими их факторами – совокупностью динамических, эвстатических и стерических составляющих, связанных с изменениями водного баланса [1, 4, 18]. Вклад различных механизмов этих процессов в вариации уровня моря изучен недостаточно, хотя степень их воздействия свидетельствует о неоднозначности влияния глобальных изменений [3, 23]. Одной из причин изменений уровня в ряде районов Охотского моря являются современные

вертикальные движения земной коры в результате интенсивных тектонических процессов, связанных с землетрясениями [12, 17]. Их воздействием объясняются существенные различия в оценках тенденций изменения уровня моря по данным наблюдений на прибрежных ГМС и спутниковой альтиметрии [10, 11]. В Амурском лимане межгодовые вариации L обусловлены в том числе изменением стока р. Амур и русловыми процессами в приустьевой зоне, характером водообмена с соседними районами и циркуляционными факторами [8, 9, 22].

На рис. 7 показаны изменения среднегодовых аномалий уровня в разных районах Охотского моря. На всех ГМС, кроме Озерпах у северной оконечности эстуария Амура,

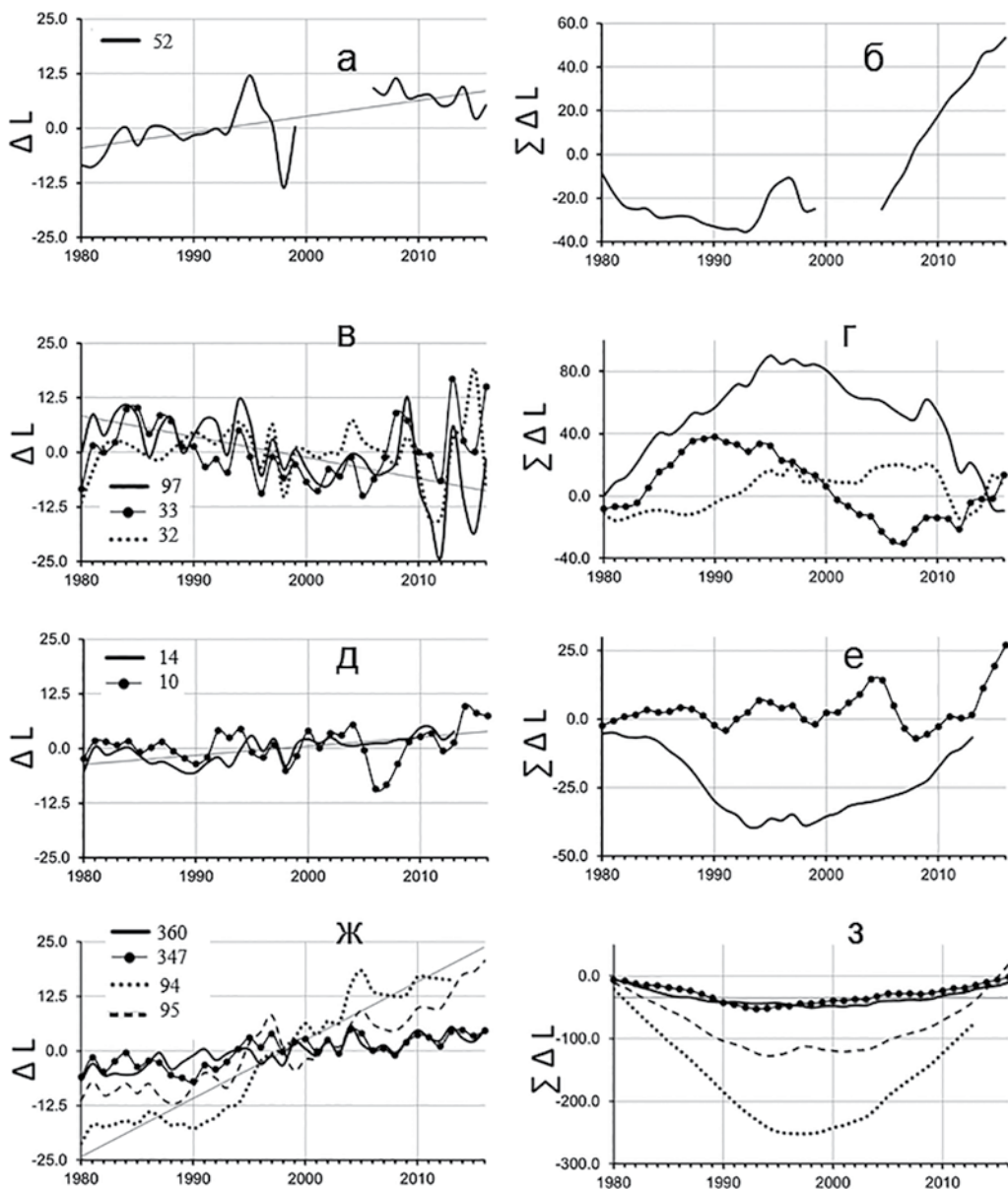


Рис. 7. Межгодовая изменчивость аномалий уровня моря (левая колонка графиков) и накопленных аномалий уровня (правая колонка графиков) на отдельных станциях районов СОМ (а, б), СОС (в, г), ЮОС (д, е), ЮКР и Хоккайдо (ж, з). Данные по району СОМ (а, б) за период 2000–2005 гг. удалены из рассмотрения на основании результатов критического контроля рабочих реперов ([12] – персональное сообщение). Номера станций см. в табл. 6

тренды изменений L положительны. На ГМС Пронге и Джаоре, расположенных южнее эстуария Амура, и на станциях юго-востока Сахалина положительные тренды значимы только в отдельные месяцы. В районе Озерпах выделяется очаг устойчивого падения L , величина КЛТ здесь составляет $-4,5$ см за 10 лет, а $D - 38\%$ (табл. 6). На ГМС бухты Нагаева, Поронайск, Абасири и Вакканай тренды статистически значимы, среднегодовой КЛТ составлял $2,1-3,6$ см за 10 лет (при средних по Мировому океану $2,3-3,4$ мм/год [23]), а величины D превышают 40% . Наибольшая скорость роста среднегодового уровня моря отмечается у Южных Курил в районах с высокой сейсмичностью, где D достигает 91% . На основе данных об опускании земной поверхности в районе этих ГМС во время Шикотанского землетрясения 1994 г. [12, 17] были введены поправки. Однако, судя по рис. 7ж, это не позволило полностью исключить вклад тектоники в колебания уровня моря.

Таблица 6

Характер и тенденции межгодовых изменений уровня моря на отдельных ГМС Охотского моря за период наблюдений 1980–2016 гг.

№ станции	Название станции	ΔL	σ^2	D	$\pm L$	КЛТ	КЛТм	r_1	r_2	r_3
52	Бухта Нагаева	<u>12,8</u> -13,6	37,8	40	13,4	3,6	3,8 (8)	0,38 0,35	0,48	0,34
97	Озерпах	<u>12,7</u> -23,8	69,6	38	-16,5	-4,5	-9,3 (9)	<u>-0,20</u> -0,32	-0,45	0,26
33	Пронге	<u>16,7</u> -9,9	44,5	0	4,6	0,1	-5,1 (10)	<u>0,02</u> -0,08	-0,05	0,16
32	Джаоре	<u>18,9</u> -15,6	41,2	0	2,8	0,1	-4,1 (10)	<u>0,03</u> -0,20	0,05	0,32
14	Поронайск	<u>4,8</u> -5,5	8,7	51	7,8	2,1	3,9 (3)	0,50 0,07	0,35	0,28
10	Стародубское	<u>9,7</u> -9,3	15,8	6	3,4	0,9	2,4 (1)	<u>-0,07</u> -0,24	0,06	0,17
347	Абасири	<u>4,8</u> -7,0	12,0	59	9,1	2,5	3,6 (8)	0,34 0,18	0,48	0,33
360	Вакканай	<u>5,7</u> -6,8	10,6	72	9,4	2,6	3,9 (8)	0,33 0,29	0,62	0,43
94	Южно-Курильск	<u>18,4</u> -21,2	192,4	91	45,3	13,3	14,5 (11)	0,50 0,44	0,57	0,11
95	Малокурильское	<u>20,7</u> -12,0	84,6	85	29,3	7,9	8,7 (8)	0,39 0,24	0,68	0,22

Примечание. ΔL – аномалии уровня, см (над чертой – максимальное, под чертой – минимальное значение); σ^2 – дисперсия; D – вклад тренда в суммарную дисперсию, %; $\pm L$ – тренд за 37 лет, см; КЛТ – коэффициент наклона линейного тренда, см за 10 лет; КЛТм – максимальная величина КЛТ, см за 10 лет (в скобках – месяц); r_1 – коэффициент корреляции уровень/скорость ветра в теплый период года (первая мода ЭОФ, V – числитель, U – знаменатель); r_2 – коэффициент корреляции уровень/температура воды; r_3 – коэффициент корреляции уровень/количество осадков. Жирным шрифтом выделены значимые оценки тренда и коэффициентов корреляции.

На фоне общих тенденций выделяются разные фазы накопления аномалий изменений L , обусловленные особенностями протекания этого процесса в разных районах Охотского моря (рис. 7б, г, е, з). Корреляционные связи между этими изменениями и характеристиками основных воздействующих факторов сложны и неоднозначны для интерпретации. Они статистически значимы только для ГМС с хорошо выраженными трендами L (табл. 6). В условиях потепления и снижения S имеется стабильная тенденция повышения уровня моря за счет стерического эффекта. Влияние стока Амура в межгодовом ходе L заметно сказывалось только в Амурском лимане. Кроме естественных причин здесь большое влияние на изменение гидрологического режима Амура оказала эксплуатация ГЭС на его притоках, что и определило особенности уровня режима западной части Амурского лимана [9, 22]. Межгодовые вариации уровня моря согласуются с изменениями величин климатических индексов ОКН, PDO, NPI и АО.

Заключение

В результате анализа данных наблюдений на ГМС определены региональные особенности и общие тенденции межгодовых изменений гидрометеорологических характеристик прибрежных районов Охотского моря в 1980–2016 гг. на фоне глобального «потепления».

Климатические изменения термического режима проявляются в увеличении температуры воздуха в среднем со скоростью $0,34\text{ }^{\circ}\text{C}$, а воды – $0,17\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет, что объясняет 43 и 46 % ее межгодовой изменчивости соответственно. Эти оценки КЛТ примерно согласуются с аналогичными данными по северной части Японского моря ($0,32$ и $0,19\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) [15], западной части Берингова моря и юго-восточному побережью Камчатки ($0,27$ и $0,23\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет). Для поля температуры воздуха КЛТ больше глобальных ($0,17\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет), но меньше, чем для территории России в целом ($0,45\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет) за тот же период [7]. Характер потепления неодинаков в различные сезоны и в отдельных районах. Скорость роста T_a оставалась квазипостоянной в различные сезоны, в то время как наиболее быстрый рост T_w наблюдался в теплый сезон (в среднем на $0,34\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 10 лет). Временной ход T_w в прибрежной зоне хорошо согласуется с соответствующими фазами вариаций T_a , T_w на всей акватории моря, ледовитости и основных климатических индексов PDO, NPI, ОКН и АО.

Во временном ходе среднегодовых аномалий солености на севере Охотского моря наблюдаются отрицательные тренды до $-1,1\text{ }‰$, на юге – положительные от $0,3\text{ }‰$ (мыс Терпения) до $1,8\text{ }‰$ за 10 лет (мыс Погиби).

В большинстве районов наблюдался положительный линейный тренд возрастания уровня моря (до $2,1\text{--}3,6\text{ см}$ за 10 лет), что соответствует оценкам для Мирового океана.

Выявленные нами изменения способны привести к масштабным перестройкам в экосистеме всего Охотского моря, включая изменение характера водообмена с сопредельными районами [15], ослабление конвективных процессов и вентиляции промежуточных и глубинных вод [26], свидетельством которых может быть устойчивое увеличение температуры воды, уменьшение солености и концентрации растворенного кислорода в слое примерно $50\text{--}500\text{ м}$ [16, 25].

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоненко Т.В., Колдунов В.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р., Шилев И.О. Изменчивость уровня северо-западной части Тихого океана. СПб.: СММО Пресс, 2009. 309 с.
2. Веселова Л.Е. Особенности годового хода температуры воды на поверхности в южной части Охотского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1975. Т. 50. С. 38–56.
3. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / науч. рук. В.М. Катцов, С.М. Семенов. М.: Росгидромет, 2014. 1005 с.
4. Гидрохимия и гидрология морей. Т. 9. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоздат, 1998. 343 с.
5. Глебова С.Ю., Устинова Е.И., Сорокин Ю.Д. Долгопериодные тенденции в ходе атмосферных процессов и термического режима дальневосточных морей за последний 30-летний период // Изв. ТИНРО. 2009. Т. 159. С. 285–298.
6. Глебова С.Ю. Типы атмосферных процессов над дальневосточными морями, межгодовая изменчивость их повторяемости и сопряженности // Изв. ТИНРО. 2003. Т. 134. С. 209–257.
7. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 г. М.: Росгидромет, 2017. 70 с.
8. Жабин И.А., Абросимова А.А., Дубина В.А., Дударев О.В., Юрасов Г.И. Структура и динамика вод устьевой области реки Амур // Состояние морских экосистем, находящихся под влиянием стока реки Амур. Владивосток: Дальнаука, 2009. С.11–34.
9. Козловский В.Б. Некоторые особенности динамики русловой области Амура // Тр. ГОИН. 1978. Вып. 142. С. 93–99.
10. Колдунов В.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р. Изменчивость уровня Японского и Охотского морей по данным спутниковых альтиметрических измерений // Дальневосточные моря России: в 4 кн. Кн. 1. Океанологические

исследования / гл. ред. В.А. Акуличев; отв. ред. В.Б. Лобанов, В.А. Лучин; Тихоокеанский океанологический ин-т им. В.И. Ильичёва ДВО РАН. М.: Наука, 2007. С. 184–231.

11. Колдунов В.В. Межгодовые и сезонные колебания уровня северной части Тихого океана // Вестн. С.-Петербург. ун-та. Серия 7. 2007. Вып. 2. С. 142–147.

12. Любичкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уровня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры // Физика геосфер: материалы X Всерос. симпоз., Владивосток, 23–29 окт. 2017 г. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. С. 179–183.

13. Обухов А.М. О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций // Изв. АН СССР. Серия геофиз. 1960. № 3. С. 432–439.

14. Пономарев В.И., Дмитриева Е.В., Шкорба С.П., Савельева Н.И. Взаимосвязанные климатические аномалии в Тихом океане и дальневосточных морях // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 13–36.

15. Ростов И.Д., Рудых Н.И., Ростов В.И., Воронцов А.А. Проявления глобальных климатических изменений в прибрежных водах северной части Японского моря // Вестн. ДВО РАН. 2016. № 5. С. 100–112.

16. Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Воронцов А.А. Тенденции климатических изменений термических условий прибрежных районов Охотского моря за последние десятилетия // Изв. ТИНРО. 2017. Т. 191. С. 176–195.

17. Седаева О.С., Семакин В.П., Шевченко Г.В. Вертикальные смещения земной поверхности по уровенным данным в районе Южных Курил в связи с Шикотанским землетрясением 4 (5).10.1994 г. // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 6. С. 79–86.

18. Седаева О.С. Связь межгодовой изменчивости уровня моря и интенсивности Восточно-Сахалинского течения у побережья острова Сахалин // Уч. зап. Сахалин. гос. ун-та. 2015. № 1. С. 39–41.

19. Хен Г.В., Басюк Е.О., Сорокин Ю.Д., Устинова Е.И., Фигуркин А.Л. Термические условия на поверхности Берингова и Охотского морей в начале 21 века на фоне полувековой изменчивости // Изв. ТИНРО. 2008. Т. 153. С. 254–263.

20. Шатилина Т.А., Цициашвили Г.Ш., Радченкова Т.В. Оценка тенденций изменчивости центров действия атмосферы над Азиатско-Тихоокеанским регионом в летние периоды 1950–1979 и 1980–2012 гг. // Метеорол. и гидрология. 2016. № 1. С. 17–28.

21. Шевченко Г.В., Частиков В.Н. Сезонные и межгодовые вариации океанологических условий в юго-западной части Охотского моря // Метеорол. и гидрология. 2007. № 3. С. 69–85.

22. Якунин Л.П. Распределение речного стока по фарватерам устья Амура // Тр. ДВНИГМИ. 1978. Вып. 71. С. 162–168.

23. IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Univ. Press, 2013. 1535 p.

24. Jackson J.E. A User's guide to principal components. N.Y.; Singapore: John Wiley and Sons, Inc., 1991. 592 p.

25. Luchin V. et al. Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan / eds V. Akulich et al.; NOAA Atlas NESDIS 67, U.S. Gov. Printing Office. Wash., 2009. 329 p. – DVD Disc.

26. Ohshima K.I., Nakanowatari T., Riser S. et al. Freshening and dense shelf water reduction in the Okhotsk Sea linked with sea ice decline // Prog. Oceanogr. 2014. Vol. 126. P. 71–79. DOI: 10.1016/j.pocan.2014.04.020.

27. WMO Statement on the state of the global climate in 2016 / World Meteorological Organization. Geneva, 2017. N 1189. 26 p.