УДК 551.465.7:551.513.5

doi: 10.33933/2713-3001-2021-63-255-278

Влагообмен между океаном и атмосферой во внутритропической зоне конвергенции

В.Н. Малинин¹, П.А. Вайновский²

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, malinin@rshu.ru

² ООО «Прогноз», Санкт-Петербург

В статье обсуждаются особенности межгодовой изменчивости компонент вертикального влагообмена (испарение, осадки, влагосодержание атмосферы), а также приповерхностной температуры воздуха и температуры поверхности океана в системе океан—атмосфера за период 1979—2019 гг. по данным архива Reanalysis-2 во внутритропической зоне конвергенции. Представлены оценки их трендов для отдельных океанов в 10-градусных широтных зонах, связь с характеристиками Эль-Ниньо / Южное колебание и Атлантическое Нино, особенности взаимосвязи влагосодержания атмосферы с температурой воздуха и эффективным испарением.

Ключевые слова: испарение, осадки, влагосодержание атмосферы, температура воздуха, внутритропическая зона конвергенции, тренды.

Moisture exchange between the ocean and the atmosphere in the intertropical convergence zone

V.N. Malinin¹, P.A. Vainovsky²

¹ Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia ² LLC "Prognoz", Saint-Petersburg, Russia

Based on the data from the Reanalysis-2 archive, the components of vertical moisture exchange (evaporation, precipitation, total precipitable water), air temperature and sea surface temperature and their trends for 1979—2019 have been calculated for 10-degree latitudinal zones of individual oceans in the ITCZ area (20° N—20° S). The dominant role of the ITCZ in the interannual variability of moisture exchange between the atmosphere and the World Ocean has been revealed. The interannual variability of moisture exchange components is shown to be mainly determined by the processes of large-scale interaction in the ocean-atmosphere system, it being mainly caused by regional hydrometeorological processes in each of the oceans.

The article pays particular attention to the relationship of total precipitable water (TPW) with surface air temperature (SAT) and difference between evaporation and precipitation (E-P) in $0-10^{\circ}$ N and $0-10^{\circ}$ S zones. An important effect of the influence of the averaging area on the value of correlation between them has been revealed. With an increase in the area of spatial averaging of the time series of TPW and SAT, the value of correlation between TPW and SAT increases. The opposite happens when considering the TPW and E-P time series due to the opposite sign of the correlation between them. The ENSO indices are shown to largely control the interannual variability of precipitation in $0-10^{\circ}$ N and $0-10^{\circ}$ S zones of the Pacific Ocean. In the Atlantic ocean, the increase (decrease) in precipitation in the $0-10^{\circ}$ N zone depends on the increase (decrease) in SST and SAT and the strengthening (weakening) of the meridional mode of atmospheric circulation. Variability of precipitation in the $0-10^{\circ}$ S zone is determined by the cumulative influence of the Atlantic Nino indices. In the Indian ocean, under conditions of monsoon circulation, moisture exchange between the ocean and the atmosphere in the ITCZ develops separately, there being no long-range relationships between precipitation and evaporation with P and E in the Pacific and Atlantic Oceans, and the correlation being insignificant between them. As a result of calculations of step-by-step multiple regression models, 6 out of 12 latitudinal zones of the ITCZ have been identified, which make a dominant contribution (84-91%) to the variance of the annual values of the "global" components of TPW, *E*, and *P*. At the same time, the $10-20^{\circ}$ S zone of the Pacific Ocean describes 73 % of the dispersion of evaporation, and the zone $10-20^{\circ}$ S of the Indian Ocean describes 55 % of the dispersion of TPW.

Keywords: evaporation, precipitation, total precipitable water, air temperature, intertropical convergence zone, trends.

For citation: *V.N. Malinin, P.A. Vainovsky.* Moisture exchange between the ocean and the atmosphere in the intertropical convergence zone. *Gidrometeorologiya i Ekologiya.* Journal of Hydrometeorology and Ecology (Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University). 2021. 63: 255—278. [In Russian]. doi: 10.33933/2713-3001-2021-63-255-278

Введение

Влагообмен в системе океан—атмосфера является важным звеном глобального климата, в значительной степени определяющим его изменчивость. Вертикальный влагообмен состоит из двух взаимно противоположных процессов: испарения с поверхности океана и осадков, выпадающих на его поверхность. Их разность (эффективное испарение) формирует влагосодержание атмосферы, водные ресурсы на суше, ледовый сток с Антарктиды и Гренландии. Испарение можно считать началом круговорота воды в природе, по существу единственным источником возобновления пресной воды, основным поставщиком энергии (в скрытой форме) для атмосферы, реализация которой осуществляется при конденсации водяного пара обычно за многие сотни и даже тысячи километров от места испарения молекул вод. В результате конденсации водяного пара, формирования облачности и выпадения осадков происходит выделение огромного количества тепловой энергии, которая идет на поддержание процессов общей циркуляции атмосферы. Осадки формируют гидрологический режим суши, ее водные ресурсы, характеризуют степень увлажнения территории, определяют состояние глобальной биосферы, влияют на термохалинные процессы в океане.

Максимальные значения осадков (*P*) и влагосодержания атмосферы (BA) отмечаются в экваториальной зоне севернее и южнее экватора (0—10° с.ш. и 0—10° ю.ш.), а максимальные оценки испарения (*E*) в зонах 10—20° с.ш. и 10—20° ю.ш. По сути максимальный влагообмен сосредоточен в широтной зоне 20° с.ш. — 20° ю.ш., представляющей собой расширенную внутритропическую зону конвергенции (B3K), которая формируется при схождении пассатов северного и южного полушарий (рис. 1). Известно, что B3K большую часть года находится севернее экватора, причем круглый год в Атлантическом и Тихом океане [1—3 и др.]. Над Атлантическим и Тихим океанами сезонные смещения внутритропической зоны конвергенции невелики. Особенно значительны они в бассейне Индийского океана, где пассатная циркуляция заменяется муссонной. В среднем, ширина B3K во многих районах распространяются за пределы 12° широты и в летний период в северном полушарии могут превышать широту 23° с.ш. — 20° ю.ш.



Рис. 1. Расположение внутритропической зоны конвергенции зимой (в январе) и летом (в июле).



Для идентификации ВЗК обычно используются спутниковые наблюдения облаков верхнего яруса с низкими значениями уходящей длинноволновой радиации или оценки меридионального локального максимума осадков [5, 6]. ВЗК является важнейшей составной частью прямой циркуляционной ячейки Хэдли (30° с.ш. — 30° ю.ш.), которая в низких широтах полностью определяет закономерности и изменчивость процессов взаимодействия океана и атмосферы. В последние десятилетия отмечается усиление тропического гидрологического цикла и расширение ячейки Хэдли, которые связаны с трендами глобального потепления [7—10 и др.]. Расширение распространяется в большей степени на север и в меньшей — на юг. При этом зонам восходящих движений воздуха свойственны интенсивные положительные тренды, а зонам опускания — более слабые отрицательные тренды [7].

Можно отметить, что ширина ВЗК и сила тропической циркуляции значительно изменились за последние десятилетия [11—12]. В результате происходит ее сужение и усиление количества выпадающих здесь осадков, однако причины этого недостаточно известны, поэтому физическое понимание того, почему ширина и сила ВЗК изменяются с потеплением, представляет собой ключевую проблему в динамике климата [4].

Обратимся к табл. 1, в которой представлены статистические характеристики указанных компонент влагообмена, а также температуры воздуха (ТВ) и океана (ТПО) для зоны 20° с.ш. — 20° ю.ш. за период 1979—2019 гг. по данным архива Reanalysis-2 (R2). В целом, количество испарившейся влаги почти равно количеству выпавших осадков. Межгодовая изменчивость указанных компонент, исключая эффективное испарение, невелика. Однако для испарения и осадков она на порядок выше, чем для ТВ и ТПО. Из табл. 1 следует, что с учетом площадей

ВЗК и Мирового океана (МО), вклад компонент влагообмена в ВЗК в среднюю «глобальную» оценку над МО составляет примерно 50 %. Отметим, что точность «глобальных» оценок испарения и осадков над МО существенно ниже точности влагосодержания атмосферы [13].

Таблица 1

Статистические оценки характеристик системы океан-атмосфера
в пределах 20° с.ш. — 20° ю.ш. за период 1979—2019 гг.

Характеристика		Voodduuuoum	Мировой океан			
	Среднее	вариации, %	Корреляция	Вклад в глобаль- ную оценку		
ТВ	25,63, °C	0,64	0,737	0,53		
ТПО	27,16, °C	0,69	0,867	0,54		
E	4,92, мм/сутки	3,64	0,975	0,47		
Р	4,99, мм/сутки	4,59	0,954	0,52		
E-P	-0,07, мм/сутки	92,31	-0,601	0,08		
BA	40,32, мм	1,45	0,951	0,54		

Statistical estimates of the characteristics of the ocean-atmosphere system within 20° N — 20° S for the period 1979—2019

Отметим, что между характеристиками, осредненными для ВЗК и МО в пределах 70° с.ш. — 70° ю.ш. существует высокая корреляция. При этом максимальная корреляция отмечается для испарения (r = 0,97). Лишь немного меньше корреляция для осадков и влагосодержания. То есть компоненты влагообмена в пределах ВЗК почти полностью описывают межгодовую изменчивость их «глобальных» компонент. Все это свидетельствует об исключительной роли ВЗК в формировании и изменчивости влагообмена между атмосферой и Мировым океаном.

Несмотря на доминирующую роль ВЗК в межгодовой изменчивости влагообмена МО с атмосферой, закономерности влагообмена в пределах ВЗК известны недостаточно. Поэтому цель данной работы состоит в оценке трендов годовых значений компонент вертикального влагообмена и выявлении их взаимосвязи с температурой воздуха в зоне 20° с.ш. — 20° ю.ш. на основе данных известного архива Reanalysis-2 для условий современного глобального потепления, которое за последние 40 лет (1979—2018 гг.) составило 0,19 °С / 10 лет.

Исходные материалы

Характеристики влагообмена, а также температуры воздуха и температуры поверхности океана были взяты из архива NCEP—DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (Reanalysis-2) [14]. Архив Reanalysis-2 достаточно хорошо известен, поэтому не требует детального описания. Он охватывает спутниковый период наблюдений с 1979 г. по настоящее время с пространственным разрешением 1,9° по широте и долготе и использует обновленные модели прогноза, ассимиляции данных, улучшенные диагностические результаты, в том числе исправления ошибок обработки, выявленных в NCEP-NCAR

Reanalysis-1. Reanalysis-2 имеет постоянную поддержку, и его данные находятся в свободном доступе по адресу: http://apdrc.soest.hawaii.edu/dods/public_data/ Reanalysis_Data/NCEP/NCEP2/monthly/gaussian_grid/dlwrf. Из данного архива выбирались среднемесячные значения указанных выше характеристик для открытой водной поверхности в зоне 70° с.ш. — 70° ю.ш. за период 1979—2019 гг. Среднемесячные поля усреднялись по 10-градусным широтным зонам отдельных океанов и для зоны 20° с.ш. — 20° ю.ш. в целом.

Результаты расчетов и их обсуждение

Из табл. 1 видно, что по сравнению с компонентами влагообмена, корреляция между составляющими температуры воздуха в ВЗК и МО заметно ниже (r = 0,737). На рис. 2 представлен график межгодового хода сглаженных по пятилетиям годовых значений ТВ для всего МО и для области ВЗК. Нетрудно заметить, что до 2001 г. в ТВ в области ВЗК отмечался отрицательный тренд, и только после 2001 г. ТВ начала быстро расти. Потепление над МО началось значительно раньше (в 1993 г.) и связано с интенсивным повышением ТВ главным образом в умеренных и высоких широтах океана северного полушария. Итак, основное рассогласование в изменениях ТВ между ВЗК и МО происходит в течение 1979—2001 гг.

Причиной довольно хаотических изменений ТВ в области 20° с.ш. — 20° ю.ш. служит то, что потепление в разных океанах начинается разновременно и происходит неодинаковыми темпами (рис. 3). Как видно из рис. 3, наиболее ярко потепление развивается в самом теплом Индийском океане (ИО) с 1984 г. В Тихом океане (ТО) ситуация иная. До 1998 г. отмечаются случайные колебания в ТВ, и только



Рис. 2. Межгодовой ход сглаженных по пятилетиям годовых значений ТВ для всего Мирового океана (1) и для области ВЗК (2).

Fig. 2. Interannual variation of annual TB values smoothed over five years for the World Ocean (1) and for the ITCZ (2).



Рис. 3. Межгодовой ход осредненных по области 20° с.ш. — 20° ю.ш. годовых значений ТВ (в °С) для Атлантического (1), Индийского (2) и Тихого (3) и океанов.

Fig. 3. Interannual variation averaged over the region of 20° N — 20° S annual SAT values (in °C) for the Atlantic (1), Indian (2) and Pacific (3) oceans.

начиная с 1999 г., ТВ быстро растет. В самом холодном Атлантическом океане (AO) ТВ вначале уменьшается и начинает повышаться с 1994 г. Расхождение в начале потепления между ИО и ТО составляет 15 лет. Каждый из океанов вносит определенный вклад в расхождения межгодового хода ТВ между МО и ВЗК.

Обратимся к табл. 2, в которой приводятся оценки трендов годовых значений характеристик системы океан—атмосфера и коэффициентов корреляции между ними в зоне 20° с.ш. — 20° ю.ш. за период 1979—2019 гг. Оценки тренда являются значимыми при уровне значимости $\alpha = 0,05$. Так как компоненты в табл. 2 имеют разную размерность, то их тренды нельзя сравнивать с друг с другом. Поэтому вводится индекс тренда, который представляет собой отношение размаха тренда (a_1n) к его среднему значению (*X*ср) и выражается в условных единицах [15], т. е.

$$I_{\rm TP} = 100 \ a_1 n / X {\rm cp},$$

где a_1 — угловой коэффициент уравнения линейного тренда ($X = a_1 t + a_0$), характеризующий скорость изменения X в единицу времени t, n — промежуток времени в годах. Индекс тренда — безразмерная величина, что очень удобно для сравнения характеристик разной размерности и даже одной размерности, но значительно различающихся по абсолютной величине.

Таблица 2

Оценки трендов годовых значений характеристик системы океан—атмосфера и коэффициентов корреляции между ними в зоне 20° с.ш. — 20° ю.ш. за период 1979—2019 гг. (значимые коэффициенты корреляции при уровне значимости $\alpha = 0,05$ выделены полужирным шрифтом)

Estimates of the trends in the annual values of the characteristics of the ocean-atmosphere system and the correlation coefficients between them in the zone 20° N — 20° S for the period 1979—2019 (significant correlation coefficients at a significance level of $\alpha = 0.05$ are highlighted in bold)

Характе- ристика	Величина тренда	Индекс тренда	R^2	ТПО	Ε	Р	E-P	BA
TB	0,0050 °С/год	0,803	0,13	0,90	0,20	0,24	-0,29	0,85
ТПО	0,0093 °С/год	1,406	0,35	1	0,54	0,58	-0,52	0,80
Ε	0,0118 (мм/сутки)/год	9,87	0,62		1	0,97	-0,62	0,19
Р	0,0149 (мм/сутки)/год	12,19	0,60			1	-0,79	0,25
E-P	-0,0030 (мм/сутки)/год	-163,25	0,12				1	-0,32
BA	0,0176 мм/год	1,79	0,27					1

Прежде чем анализировать оценки в табл. 2, напомним, что в настоящее время изменения глобальной ТВ считаются определяющим фактором изменений других компонент климатической системы [16, 17]. Например, в работе [18] показано, что с изменением глобальной температуры воздуха на 1 °C изменение осадков над МО составляет 6,3 %, причем в ВЗК (25° с.ш. — 25° ю.ш.) оно достигает 19,3 %. Однако из табл. 2 видно, что если не принимать во внимание тренд в E - P, обусловленный малым средним значением, то максимальные тренды наблюдаются для P и E, которые на порядок превышают тренды в ТВ и ТПО. Кроме того, коэффициенты корреляции ТВ с E и P являются незначимыми даже при наличии трендов. После исключения трендов корреляция ТПО с E и P также становится незначимой. Отсюда следует, что климатические изменения компонент влагооб-*мена*, обусловленные оценками трендов, а также их межгодовая изменчивость не связаны с аналогичной изменчивостью ТВ и ТПО. Поэтому они не могут быть объяснены глобальным потеплением и, по сути, определяются процессами крупномасштабного взаимодействия в системе океан—атмосфера.

Нетрудно также видеть, что индекс тренда во влагосодержании атмосферы (ВА) в 2 раза выше индекса тренда в ТВ. Близкие оценки были получены и для всего Мирового океана ($I_{\rm BA}/I_{\rm TB}$ = 1,9) [19, 20, 21]. Высокая корреляционная связь ТВ с ВА обусловлена, очевидно, положительной обратной связью между ними. Как и следовало ожидать, для межгодовой изменчивости *E* и *P* свойственна почти функциональная связь.

Оценки линейных трендов, приведенные в табл. 2, дают только общую «генеральную» тенденцию (представление) развития процессов в зоне 20° с.ш. — 20° ю.ш. МО за период 1979—2019 гг., но не отражают особенности их пространственно-временной динамики в отдельных океанах. Действительно, в каждом из океанов гидрометеорологические процессы в ВЗК сильно отличаются друг от друга. В ТО мы имеем взаимосвязанное явление Эль-Ниньо — Южное колебание (ЭНЮК). Основные закономерности формирования и изменчивости ЭНЮК приводятся в работах [22—26 и др.]. Южное колебание характеризует интенсивность пассатов в экваториальной циркуляционной ячейке Уокера. Для оценки южного колебания используется индекс SOI (South Oscillation Index), который рассчитывается как разность атмосферного давления между о. Таити и г. Дарвиным (север Австралии). При больших положительных значениях SOI (явление Ла-Нинья) пассаты усиливаются, что приводит к значительному нагону у западных берегов ТО. В это время у восточного побережья океана происходит сгон вод, усиление Перуанского апвеллинга и охлаждение поверхностных вод. При отрицательных значениях SOI (явление Эль-Ниньо) пассаты резко ослабевают и огромные массы теплой воды устремляются на восток. У восточного побережья океана большая часть этих вод поворачивает на юг и накрывает область апвеллинга. Поверхностная температура здесь повышается на 5—7 °С.

Однако, несмотря на длительную историю исследований ЭНЮК, механизм формирования и особенно прогноз Эль-Ниньо и Ла-Нинья остается одной из важнейших современных научных задач, которая не решена до сих пор. Хотя формально ЭНЮК — региональный фактор, однако его влияние распространяется далеко за пределами Тихого океана [27—31 и др.]. Подробное описание современных изменений климата в разных регионах земного шара, связанных с Эль-Ниньо — Южным колебанием, дается в работе [32].

В Атлантическом океане выделяют квазипериодический межгодовой климатический режим *Atlantic Niño*, который приводит к чередованию эпизодов потепления и похолодания температуры поверхности моря, сопровождаемых изменениями в атмосферной циркуляции. Атлантический Ниньо (AH) обычно появляется северным летом и не совпадает с меридиональным (межполушарным) режимом, который состоит из диполя север—юг через экватор и действует в основном в течение северной весны. АН характеризуется аномалией температуры поверхности моря с центром на экваторе между 0° и 30° з.д. (рис. 4). В отличие от своего тихоокеанского аналога, Атлантический Ниньо не имеет аномалий температуры поверхности моря, меняющих знак с востока на запад и представляет собой аномалию в масштабе всего бассейна. Амплитуда АН обычно составляет примерно половину амплитуды Эль-Ниньо, причем аномалия температуры поверхности моря тесно связана с изменчивостью пассатов в циркуляционной ячейке Уокера. Положительная аномалия вызвана ослаблением атлантических пассатов, а отрицательная аномалия обусловлена их усилением.

Подробное описание межгодовой изменчивости процессов взаимодействия океана с атмосферой в экваториальной зоне АО и механизмов генерации АН дается в работе [33]. Отметим, что между АН с ЭНЮК отмечаются разнообразные двусторонние связи, причем они неодинаковы в различные периоды времени [34—38 и др.]. Очень важную роль для экваториальной зоны Атлантики играет Северное Пассатное течение. Его продолжения (с одной стороны, Антильское течение, а с другой — Флоридское) образуют самое мощное течение в Атлантическом океане — Гольфстрим. По сути, именно от пассатной циркуляции зависит существование Гольфстрима [39].



Рис. 4. Пространственное распределение аномалий температуры поверхности океана и скорости ветра в летний (июнь—август) период года во внутритропической зоне конвергенции Атлантического океана.

Fig. 4. Spatial distribution of anomalies of the sea surface temperature and wind speed in the summer (June—August) period of the year in the intertropical convergence zone of the Atlantic Ocean.

Главной особенностью экваториальной зоны ИО является муссонная циркуляция, которая довольно тесно связана с ЭНЮК и с АН [27, 38, 40—42 и др.].

Обратимся теперь к распределению индексов тренда характеристик системы океан—атмосфера для отдельных океанов в зоне 10° с.ш. — 10° ю.ш. за период 1979—2019 гг. (табл. 3). Значимые тренды при уровне значимости $\alpha = 0,05$ ($R^2_{\rm кp} = 0,093$) выделены полужирным шрифтом. Как и следовало ожидать, в период глобального потепления положительные тренды преобладают. Все отрицательные тренды, исключая осадки в зоне 0—10° ю.ш. АО, являются незначимыми. Из табл. 3 видно, что самые мощные тренды свойственны осадкам в северной экваториальной зоне. При этом экстремальный положительный тренд отмечается в осадках АО севернее экватора.

Важной особенностью межгодовой изменчивости влагообмена в ВЗК является наличие тенденции к уменьшению осадков в зоне 0—10° ю.ш. на фоне их мощного усиления севернее экватора. Несмотря на наличие дальних связей между ЭНЮК, АН, индийским муссоном, корреляция испарения и осадков отдельных океанов друг с другом оказывается незначимой. Это означает, что долговременная изменчивость характеристик влагообмена в ВЗК в каждом из океанов обусловлена в основном региональными гидрометеорологическими процессами.

Таблица 3

Оценки трендов годовых значений характеристик системы океан—атмосфера для отдельных океанов в зонах 0—10° с.ш. и 0—10° ю.ш. за период 1979—2019 гг. (значимые тренды при α = 0,05 выделены полужирным шрифтом)

Estimates of trends in the annual values of the characteristics of the ocean—atmosphere system for individual oceans in zones 0—10° N and 0—10° S for the period 1979—2019 (significant trends at $\alpha = 0.05$ are highlighted in bold)

Характеристика,	Атлантический океан		Индийский океан		Тихий океан		Мировой океан	
зона, размерность	a_1	I _{Tp}	a_1	I _{Tp}	a_1	I _{TP}	a_1	$I_{_{\rm TP}}$
<i>P</i> , 0—10° с.ш., мм/сутки	0,360	25,57	0,027	19,73	0,046	19,56	0,038	20,77
<i>P</i> , 0—10° ю.ш., мм/сутки	-0,016	-23,56	-0,011	-5,19	-0,02	-16,11	-0,005	-4,11
<i>Е</i> , 0—10° с.ш., мм/сутки	0,002	1,14	0,016	12,34	0,012	11,31	0,01	9,08
<i>E</i> , 0—10° ю.ш., мм/сутки	0,007	5,79	0,017	13,7	0,017	14,99	0,013	11,27
ТВ, 0—10° с.ш., °С	0,014	2,13	0,009	1,32	0,002	0,36	0,004	0,705
ТВ, 0—10° ю.ш., °С	0,012	1,83	0,012	1,77	0,001	0,14	0,004	0,704
ТПО, 0—10° с.ш., °С	0,013	1,93	0,013	1,85	0,008	1,23	0,010	1,51
ТПО, 0—10° ю.ш., °С	0,011	1,69	0,014	1,93	0,005	0,79	0,008	1,24
ВА, 0—10° с.ш., мм/сутки	0,27	4,27	0,016	1,51	0,03	2,88	0,034	3,05
ВА, 0—10° ю.ш., мм/сутки	-0,014	-1,41	-0,011	-1,03	-0,025	2,69	-0,009	-0,01

Таблица 4

Оценки выборочных коэффициентов корреляции осадков в широтных зонах 0—10° с.ш., 0—10° ю.ш. Тихого океана с ТВ и *E* в этих же зонах, а также с индексами, характеризующих явление Эль-Ниньо / Южное колебание (ЭНЮК) (полужирным шрифтом отмечены значимые коэффициенты корреляции при уровне значимости $\alpha = 0,05$)

Estimates of the sample correlation coefficients of precipitation in latitudinal zones 0—10° N, 0—10° S. Pacific Ocean with SAT and *E* in the same zones, as well as with indices characterizing the El Niño / Southern Oscillation (ENSO) phenomenon

(significant correlation coefficients are marked in bold at the significance level $\alpha = 0.05$)

Зона	Е	N3+4	N1+2	SOI	MEI	API
0—10° с.ш.	0,44	0,52	0,20	-0,31	0,74	0,08
0—10° ю.ш.	0,04	0,63	0,75	-0,70	0,43	0,75

В табл. 4 представлены коэффициенты корреляции осадков в зонах 0—10° с.ш., 0—10° ю.ш. Тихого океана с ТВ и *E* в этих же зонах, а также с индексами, характеризующих явление Эль-Ниньо / Южное колебание (ЭНЮК). Индексы N3+4, N1+2, МЕІ и SOI являются общеизвестными:

— N3+4 — ТПО в районе, ограниченном 5° с.ш. — 5° ю.ш. и 120° з.д. — 170° в.д.;

— N1+2 — ТПО в районе, ограниченном 0—10° ю.ш. и 80—90° з.д.;

— *SOI* (South Oscillation Index) — индекс Южного колебания, который рассчитывается как разность атмосферного давления между о. Таити и г. Дарвин на севере Австралии; — *MEI* (multivariate ENSO index) — комплексный индекс, представляющий первую главную компоненту из шести метеорологических и океанологических параметров: давление на уровне моря, зональные и меридиональные компоненты поверхностного ветра, температура поверхности моря, температура поверхностного воздуха и облачность, среднемесячные значения которых выбираются из архива ICOADS с 1950 г.

— *API* (atmospheric pressure index) характеризует силу экваториальной депрессии в ТО и определяется как аномалии атмосферного давления в регионе 5° с.ш. — 5° ю.ш., 35° в.д. — 25° з.д. [32].

Как видно из табл. 4, отсутствие корреляции испарения с осадками в зоне 0—10° ю.ш. (r = 0,04) связано с тем, что большая часть испарившейся влаги переносится через экватор, где она участвует в формировании межгодовой изменчивости осадков (корреляция *E* зоны 0—10° ю.ш. с осадками зоны 0—10° с.ш. составляет r = 0,78). Кроме того, незначимой оказывается корреляция осадков в зоне 0—10° ю.ш. с испарением в соседних зонах, т. е. ролью океана в межгодовой изменчивости осадков этой зоны можно пренебречь.

Поскольку осадки в зоне 0—10° ю.ш. для ТО имеют значимую корреляцию с индексами ЭНЮК (табл. 4), то очевидно, существует тесная связь ослабления пассатной циркуляции в атмосфере (уменьшения индекса Южного колебания) и роста ТПО в районах N1+2 и N3+4 с ростом количества осадков в данной зоне. Поэтому можно достаточно уверенно утверждать, что указанные индексы в значительной степени контролирует межгодовую изменчивость осадков этой зоны ТО. Что касается межгодовой изменчивости осадков в зоне 0—10° с.ш., то она в большей степени зависит от общего характера взаимодействия процессов в системе океан—атмосфера (MEI). Можно также отметить, что, несмотря на дальние связи ЭНЮК с АН и индийский муссоном, значимое влияние индексов ЭНЮК на межгодовую изменчивость осадков и испарения в других океанах в B3K отсутствует.

В табл. 5 представлены коэффициенты корреляции осадков в зонах 0— 10° с.ш., 0— 10° ю.ш. Атлантического океана с ТВ и *E* в этих же зонах, а также с индексами, характеризующих явление АН. К этим индексам относятся:

— *AMM* (Atlantic Meridional Mode) — «атлантический меридиональный режим», определяемый по совместному ковариационному анализу ТПО с зональной и меридиональной компонентами скорости ветра на высоте 10 м по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis в регионе (21° с.ш. — 32° ю.ш., 74° з.д. — 15° в.д.) [43];

— *TSAI* (Tropical Southern Atlantic Index) — индекс, представляющий собой аномалию средней месячной ТПО для региона $0-20^{\circ}$ ю.ш. и 10° в.д. — 30° з.д. по данным архивов HadISST и NOAA OI 1×1 [44];

— *TNAI* (Tropical Northern Atlantic Index) — индекс, который представляет собой аномалию средней месячной ТПО для региона 5,5° с.ш. — 23,5° с.ш. и 15° з.д. — 57,5° з.д., по данным архивов HadISST и NOAA OI 1×1 [44];

— *API* (atmospheric pressure index) — индекс, который характеризует силу экваториальной депрессии в АО и определяется как аномалии атмосферного давления в регионе 5° с.ш. — 5° ю.ш., 35° з.д. — 25° з.д. [32].

Оценки выборочных коэффициентов корреляции осадков в широтных зонах 0—10° с.ш., 0—10° ю.ш. Атлантического океана с испарением и с индексами, характеризующими явление Атлантическое Ниньо (полужирным шрифтом отмечены значимые

коэффициенты корреляции при уровне значимости $\alpha = 0,05$, превышающие $r_{\kappa p} = 0,30$)

Estimates of the sample correlation coefficients of precipitation in latitudinal zones $0-10^{\circ}$ N, $0-10^{\circ}$ S Atlantic Ocean with evaporation and with indices characterizing the Atlantic Niño

6/11									
Зона	TB	Е	AMM	TNAI	TSAI	API			
0—10° с.ш.	0,60	0,38	0,51	0,60	0,36	-0,18			
0—10° ю.ш.	-0,29	-0,04	-0,43	-0,45	0,37	-0,35			

phenomenon (significant correlation coefficients at a significance level $\alpha = 0.05$, exceeding $r_{arti} = 0.30$ are marked in bold)

Вначале отметим, что оценки связи между испарением и осадками практически точно повторяют ТО. Для зоны 0—10° ю.ш. корреляция P с E отсутствует, поскольку большая часть испарившейся влаги переносится через экватор, где она участвует в формировании межгодовой изменчивости осадков (корреляция E зоны 0—10° ю.ш. с осадками зоны 0—10° с.ш. составляет r = 0,76). Из табл. 5 видно, что рост (уменьшение) осадков в зоне 0—10° с.ш. зависит также от повышения (понижения) ТПО и ТВ и усиления (ослабления) меридионального режима атмосферной циркуляции. Рост осадков в зоне 0—10° ю.ш. определяется ослаблением *АММ*, понижением *TNAI*, повышением *TSAI* и уменьшением *API*.

В ИО в условиях муссонной циркуляции влагообмен между океаном и атмосферой в ВЗК развивается обособленно, причем дальние связи осадков и испарения с P и E в ТО и АО отсутствуют, так как корреляция между ними незначимая. Отметим, что осадки в зоне 0—10° ю.ш. заметно превышают другие компоненты и имеют наиболее высокую изменчивость (C = 0,16). Осадки севернее и южнее экватора имеют значимую обратную связь (r = -0,70), в то время как в ТО и АО связь между осадками нулевая. Для годовых значений испарения характерна малая изменчивость, сравнительно высокая корреляция друг с другом (r = 0,65) и полное отсутствие корреляции с осадками, что не свойственно ТО и АО.

Для описания муссонной циркуляции используется довольно большое число различных региональных индексов. Одним из первых довольно простой индекс был предложен Хромовым в 1958 г. Район считается муссонным, если преобладающее направление ветра меняется от января к июлю не меньше, чем на 120°. В настоящее время известно большое число муссонных индексов, описание которых можно найти в работах [45—48]. Поскольку они не имеют постоянной поддержки, то мы не рассматривали их влияние на осадки в ВЗК ИО.

Обратимся теперь к анализу взаимосвязей между ТВ и ВА в ВЗК. Это особенно важно потому, что именно на экваторе парниковый эффект является максимальным [49]. В табл. 6 дается распределение коэффициентов корреляции между ВА с ТВ и *Е*—*P* для широтных зон севернее и южнее экватора.

Как следует из табл. 6, корреляция между годовыми значениями ВА и ТВ меняется в широких пределах, причем в зоне 0—10° ю.ш. в АО и ИО она даже оказывается незначимой. В каждом из океанов связь ВА с разностью *Е*—*Р* является

Таблица б

Оценки выборочных коэффициентов корреляции годовых значений влагосодержания атмосферы с температурой воздуха и эффективным испарением (*E*—*P*) в зонах 0—10° с.ш., 0—10° ю.ш. для отдельных океанов (полужирным шрифтом отмечены значимые коэффициенты корреляции

при уровне значимости $\alpha = 0,05$, превышающие г_{кр} = 0,30)

Estimates of sample coefficients of correlation of annual values of atmospheric moisture content with air temperature and effective evaporation (E - P) in zones $0 - 10^{\circ}$ N, $0 - 10^{\circ}$ S for individual oceans (*significant correlation coefficients at a significance level* $\alpha = 0.05$, exceeding $r_{crit} = 0.30$, are marked in bold)

BA		AO		ИО		ТО		МО	
	TB	E—P	TB	E—P	TB	E—P	$TB(r_{cp})$	$E - P(r_{cp})$	
0—10° с.ш.	0,60	-0,61	0,34	-0,80	0,72	-0,78	0,79 (0,62)	-0,67 (-0,75)	
0—10° ю.ш.	0,28	-0,66	0,08	-0,77	0,78	-0,79	0,68 (0,49)	-0,68 (-0,76)	

выше, причем в ИО она доминирует, т. е. влияние ТВ на ВА отсутствует. Однако, если обратиться к МО, то из табл. 6 видно, что корреляция между ВА и ТВ резко выросла. Возникает вопрос: почему? Рассчитаем вначале среднюю корреляцию ВА с ТВ и E-P для МО с учетом площадей отдельных океанов ($r_{\rm cp}$). Из табл. 6 видно, что оценки $r_{\rm cp}$ ВА с ТВ заметно ниже, в то время как для ВА с E-P они немного увеличились. Отсюда следует, что с увеличением площади осреднения корреляция ВА с ТВ повышается, а с E-P, наоборот, понижается. Для зоны 20° с.ш. — 20° ю.ш. корреляция ВА с ТВ и E-P составляет соответственно 0,85 и –0,32 (табл. 2), а для МО, в целом, 0,87 и –0,46.

На наш взгляд, это связано преимущественно с техническими (площадными), а не с физическими причинами. В формуле коэффициента корреляции в знаменателе стоит произведение $\sigma_x \sigma_y$. Оценки СКО чувствительны к процедуре осреднения. При пространственном осреднении происходит сглаживание временных рядов и как, правило, уменьшение СКО. Это характерно для ВА и ТВ. В результате произведение $\sigma_{BA}\sigma_{TB}$ уменьшается, и положительный коэффициент корреляции должен увеличиваться, т. е. связь между $r_{(BA,TB)}$ с $\sigma_{BA}\sigma_{TB}$ должна быть обратной. Несколько другая ситуация с эффективным испарением, которое имеет обратную корреляцию с ВА. В этом случае должен отмечаться противоположный процесс. При осреднении ВА и E-P произведение $\sigma_{BA}\sigma_{(E-P)}$ уменьшается, что приводит к уменьшению отрицательного коэффициента корреляции. В результате между $r_{(BA,E-P)}$ и $\sigma_{BA}\sigma_{(E-P)}$ должна отмечаться положительная корреляция.

^(BA,E-P) ВА (E-P) ВА (E-P) С Сказанное подтверждается рис. 5, на котором дается сопоставление $r_{(x,y)}$ с $\sigma_x \sigma_y$ по данным BA, TB и E—P от 20° с.ш. до 20° ю.ш. Нетрудно видеть, что между $r_{(BA,TB)}$ и $\sigma_{BA}\sigma_{TB}$ отмечается четко выраженная обратная связь с коэффициентом корреляции равным 0,67. Противоположный характер связи свойствен $r_{(BA,E-P)}$ с $\sigma_{BA}\sigma_{(E-P)}$. Связь между ними отрицательная и составляет r = -0,77. Отсюда становится понятным завышенный характер корреляции между BA и TB и, наоборот, заниженный между BA и E—P для зоны 20° с.ш. — 20° ю.ш. и всего MO, где эффективное испарение представляет малую разность испарения и осадков.



Рис. 5. График зависимости коэффициентов корреляции $r_{(BA, E-P)}$ по абсолютной величине с произведением $\sigma_{BA}\sigma_{(E-P)}(1)$ и $r_{(BA,TB)}$ с произведением $\sigma_{BA}\sigma_{TB}(2)$ для отдельных широтных зон океанов от 20° с.ш. до 20° ю.ш.

Fig. 5. The graph of the dependence of the correlation coefficients $r_{(TPW,E-P)}$ in absolute value with the product of $\sigma_{TPW}\sigma_{(E-P)}(1)$ and $r_{(TPW,SAT)}$ with the product $\sigma_{TPW}\sigma_{SAT}(2)$ for individual latitudinal zones of the oceans from 20° N up to 20° S.

Рассмотрим еще один пример искусственного завышения связи между ТВ и ВА. Из табл. 2 видно, что в области 20° с.ш. — 20° ю.ш. корреляция между ними составляет r = 0,85. Обратимся к рис. 6, на котором представлен межгодовой ход сглаженных по пятилетиям годовых значений ВА и ТВ в отдельных океанах для этой области. В АО начало положительного тренда в ВА датируется 1984 г., а в ТВ — 1992 г., т. е. позже на 8 лет. В ИО до 1994 г. отмечался значимый отрицательный тренд в ВА и незначимый отрицательный тренд в ТВ, который начиная с 1994 г. сменился ярко выраженным положительным трендом. В ТО падение ВА продолжалось до 2001 г., после которого начался его быстрый рост. ТВ уменьшалось более медленными темпами до 2009 г. Затем начался рост ТВ.

Таким образом, межгодовой ход ТВ и ВА в каждом из океанов не похож друг на друга, при этом связь между ними существенно различна. Только в ИО их экстремумы совпадают, причем в АО и ТО потепление начинается существенно позже (на 8 лет) роста ВА. При осреднении по области 20° с.ш. — 20° ю.ш. межгодовой ход ВА и ТВ уже почти идентичен. В их ходе отмечается умеренно выраженный отрицательный тренд до 1999 г., после которого начинается довольно быстрый рост этих компонент. Отметим, что в межгодовом ходе осредненных для МО значений ТВ потепление начинается заметно раньше, в 1993 г. [19]. Причиной такого сдвига является значительно более раннее потепление в умеренных и высоких широтах северного полушария, включая Арктику, которое началось в 1979—1980 гг. [50]. В результате *расхождение между началом потепления в Арктике и ВЗК составляет два десятилетия*.



Рис. 6. Межгодовой ход сглаженных по пятилетиям годовых значений ТВ (1) в °С и ВА (2) в мм в Атлантическом (*a*), Индийском (*б*) и Тихом (*в*) океанах в области 20° с.ш. — 20° ю.ш.

Fig. 6. Interannual variation of annual values of SAT (1) smoothed over five years in °C and TPW (2) in mm in the Atlantic (*a*), Indian (δ) and Pacific (*b*) oceans in the region of 20° N — 20° S.

ОКЕАНОЛОГИЯ

Коэффициенты корреляции между ТВ и ВА равны: в АО — 0,73, в ИО — 0,68, в ТО — 0,86. При их осреднении с учетом площадей океанов получим, что среднее значение коэффициента корреляции в области 20° с.ш. — 20° ю.ш. составляет 0,77. Расхождение с табл. 2 равно 0,08, т. е. искусственное завышение корреляции между ВА и ТВ остается, однако с увеличением рассматриваемых площадей океанов оно уменьшается. Что касается корреляции между ВА и *E*—*P*, то она для указанных океанов, соответственно, составляет -0,42, -0,24 и -0,64. В результате среднее значение коэффициента корреляции в области 20° с.ш. — 20° ю.ш. равно -0,49, т. е. завышение по сравнению с табл. 2 составляет -0,17.

В заключение рассмотрим задачу выявления реперных широтных зон ВЗК, дающих доминирующий вклад в компоненты «глобального» влагообмена. С этой целью рассчитывались пошаговые модели множественной регрессии методом включения переменных для «глобальных» значений E, P и BA в зависимости от аналогичных составляющих для широтных зон отдельных океанов, т. е. матрица исходных данных включала 12 переменных. В табл. 7 приводятся оценки регрессионных моделей для испарения, осадков и влагосодержания атмосферы. Нетрудно видеть, что полные модели из 12 переменных для Е и ВА почти полностью исчерпывают дисперсию «глобальных» компонент влагообмена. Чуть хуже модель для осадков, что связано с их более сильной изменчивостью. Более важно то, что уже 3 широтные зоны для испарения и 4 зоны для ВА описывают более 90 % дисперсии годовых значений «глобальных» компонент влагообмена. В моделях, представленных в табл. 7, задействовано всего 6 широтных зон из 12. Наиболее значимыми являются зоны 10—20° ю.ш. ТО и 10—20° ю.ш. ИО, которые входят в модели для всех компонент влагообмена. При этом зона 10—20° ю.ш. ТО описывает 73 % дисперсии испарения, а зона 10—20° ю.ш. ИО — 55 % дисперсии ВА. Итак, 6 широтных зон дают доминирующий вклад в дисперсию годовых значений «глобальных» компонент ВА, Е и Р.

Таблица 7

Оценки пошаговых регрессионных моделей годовых значений компонент влагообмена Мирового океана с атмосферой с аналогичными компонентами влагобмена в области ВЗК (*R*² — коэффициент детерминации, ξ — стандартная ошибка в долях СКО)

Estimates of stepwise regression models of the annual values of the moisture exchange components of the World Ocean with the atmosphere with similar moisture exchange components in the ITZC region (R^2 is the coefficient of determination, ξ is the standard error in fractions of the standard deviation)

Шаг мо-	Испарение		Осадки	Į	Влагосодержание атмосферы		
дели	Океан, зона	$R^{2}\left(\xi ight)$	Океан, зона	$R^2(\xi)$	Океан, зона	$R^2(\xi)$	
1	ТО, 10—20° ю.ш.	0,73 (0,51)	АО, 0—10° с.ш.	0,51 (0,71)	ИО, 10—20° ю.ш.	0,55 (0,68)	
2	ИО, 10—20° ю.ш.	0,87 (0,36)	ТО, 0—10° с.ш.	0,64 (0,61)	АО, 0—10° с.ш.	0,80 (0,47)	
3	ИО, 0—10° ю.ш.	0,91 (0,31)	ТО, 10—20° ю.ш.	0,80 (0,46)	ТО, 10—20° ю.ш.	0,86 (0,39)	
4			ИО,10-20° ю.ш.	0,84 (0,44)	ТО, 10—20° с.ш.	0,91 (0,31)	
12		0,96 (0,21)		0,90 (0,36)		0,98 (0,14)	

Заключение

По данным известного архива ре-анализа Reanalysis-2 выполнен расчет компонент вертикального влагообмена (испарение, осадки, влагосодержание атмосферы), температуры воздуха и температуры поверхности океана и их трендов за период 1979—2019 гг. для 10-градусных широтных зон отдельных океанов в области ВЗК (20° с.ш. — 20° ю.ш.). Выявлена исключительная роль ВЗК в межгодовой изменчивости влагообмена между атмосферой и Мировым океаном. Показано, что климатические изменения компонент влагообмена, обусловленные оценками трендов, а также их межгодовая изменчивость не связаны с аналогичной изменчивостью ТВ и ТПО, поэтому они определяются в основном процессами крупномасштабного взаимодействия в системе океан—атмосфера.

Вследствие резкой интенсификации ВЗК самые мощные тренды свойственны осадкам в северной экваториальной зоне (0—10° с.ш.). При этом экстремальный положительный тренд в данной зоне отмечается в АО. На фоне мощного усиления осадков севернее экватора в зоне 0—10° ю.ш. проявляется тенденция к их уменьшению. Несмотря на наличие дальних связей между ЭНЮК, АН, индийским муссоном, корреляция испарения и осадков отдельных океанов друг с другом в зонах 0—10° с.ш. и 0—10° ю.ш. оказывается незначимой, т. е. практически *долговременная изменчивость характеристик влагообмена в ВЗК в каждом из океанов обусловлена преимущественно региональными гидрометеорологическими процессами*.

Выявлено, что при ослаблении пассатной циркуляции в атмосфере TO (уменьшении индекса Южного колебания) и росте TПО в районах N1+2 и N3+4 происходит увеличение количества осадков в зоне 0—10° ю.ш. Межгодовая изменчивость осадков в зоне 0—10° с.ш. в большей степени зависит от общего характера взаимодействия процессов в системе океан—атмосфера (*MEI*). По сути, индексы ЭНЮК в значительной степени контролируют межгодовую изменчивость осадков в зонах 0—10° с.ш. и 0—10° ю.ш. В АО рост (уменьшение) осадков в зоне 0—10° с.ш. зависит от повышения (понижения) ТПО и ТВ и усиления (ослабления) меридионального режима атмосферной циркуляции. Рост осадков в зоне 0—10° ю.ш. определяется ослаблением *AMM*, понижением *TNAI*, повышением *TSAI* и уменьшением *API*. В ИО в условиях муссонной циркуляции влагообмен между океаном и атмосферой в B3K развивается обособленно, причем дальние связи осадков и испарения с *P* и *E* в ТО и АО отсутствуют, корреляция между ними незначимая.

Особое внимание в статье уделено взаимосвязи ВА с ТВ и E - P в зонах 0—10° с.ш. и 0—10° ю.ш. Выявлен важный эффект влияния площади осреднения на величину корреляции между ними. Так, корреляция между годовыми значениями ВА и ТВ в отдельных океанах меняется в широких пределах, причем в зоне 0—10° ю.ш. в АО и ИО она даже оказывается незначимой. В каждом из океанов связь ВА с разностью E - P является выше, причем в ИО она доминирует, т. е. влияние ТВ на ВА отсутствует. Однако для широтных зон МО ВА с ТВ повышается, а с E - P, наоборот, понижается. Для всего МО корреляция между ВА и E - P оказывается слабой, что вводит в заблуждение многих исследователей, которые

ОКЕАНОЛОГИЯ

принимают главенствующее влияние ТВ на ВА через положительную обратную связь и игнорируют роль эффективного испарения.

Высказано предположение, что причиной усиления связи между ВА и ТВ и наоборот ослабления ее между ВА и Е—Р с увеличением площади осреднения служит процедура осреднения исходных данных. При пространственном сглаживании временных рядов ВА и ТВ происходит уменьшение произведения $\sigma_{BA}\sigma_{TB}$, вследствие чего положительный коэффициент корреляции между ВА и ТВ увеличивается, т. е. связь между $r_{(BA,TB)}$ с $\sigma_{BA}\sigma_{TB}$ является обратной. По-другому обстоит ситуация с эффективным испарением, которое имеет отрицательную корреляцию с ВА. В этом случае отмечается противоположный процесс. При осреднении ВА и *E*—*P* произведение $\sigma_{BA}\sigma_{(E-P)}$ уменьшается, что приводит к уменьшению отрицательного коэффициента корреляции. В результате между $r_{(BA,E-P)}$ и $\sigma_{BA}\sigma_{(E-P)}$ должна отмечаться положительная корреляция.

В результате расчетов пошаговых моделей множественной регрессии выявлены 6 из 12 широтных зон океанов, который дают доминирующий вклад в дисперсию годовых значений «глобальных» компонент ВА, *E* и *P*. При этом зона 10— 20° ю.ш. ТО описывает 73 % дисперсии испарения, а зона 10—20° ю.ш. ИО — 55 % дисперсии ВА.

Очевидно, из полученных результатов можно сделать и более «глобальные» выводы. Вначале вспомним, что водяной пар безоговорочно признается главным парниковым газом, его вклад в ПЭ достигает 75 %, в то время как вклад СО_{2н} — только 20 % [51]. Однако, по мнению экспертов МГЭИК, водяной пар не может оказывать никакого воздействия на глобальное потепление, ибо «увеличение концентрации водяного пара является ключевым следствием, но не причиной процесса глобального потепления и, следовательно, полностью обусловлено положительной обратной связью между ними. При этом следует учитывать только прямые выбросы водяного пара от антропогенной деятельности, которые дают пренебрежимо малый вклад в радиационный форсинг» [17].

С этим трудно согласиться по нескольким причинам. Поскольку экспертами МГЭИК постулируется положительная обратная связь между ТВ и ВА как единственный механизм изменений ВА, то в этом случае связь между ТВ и ВА должна быть функциональной, т. е. близкой к 1. Из наших расчетов следует, что *связь между ВА и ТВ изменяется в широких пределах и даже может быть незначимой.* Для МО связь между ними искусственно завышается, а между ВА и *Е—Р* искусственно занижается. Поэтому пренебрегать влиянием вертикального влагообмена океана с атмосферой на *«увеличение концентрации водяного пара»* ни в коем случае нельзя, тем более, что тренд в испарении и осадках значительно больше чем в ТВ не только в ВЗК, но и для МО в целом [19, 20].

Что касается требования «учитывать только прямые выбросы водяного пара от антропогенной деятельности», то они пренебрежимо малы по сравнению с естественными изменениями ВА. Однако откровенно антропогенная ангажированность экспертов МГЭИК заставляет их естественные выбросы ВА игнорировать. По сути, эксперты МГЭИК противоречат сами себе, ибо в этом случае существует только одностороннее влияние ТВ на ВА и не учитывается обратное влияние ВА на ТВ через парниковый эффект. Значительное воздействие ВА на ТВ было доказано еще Манабе и Везеролдом [52], которые показали, что при удвоении концентрации CO_2 в 2 раза ТВ без учета водяного пара повышается на 1,3 °C, а при его учете — на 2,3 °C, т. е. ее рост идет почти в 2 раза быстрее!

Список литературы

- 1. Риль Г. Климат и погода в тропиках. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 605 с.
- 2. *Philander S.G.H., Gu D., Lambert G., Li T., Halpern D., Lau N.C., Pacanowski R.C.* Why the ITCZ is mostly north of the equator // J. Climate. 1996. V. 9. P. 2958—2972.
- Liu C., Liao X., Qiu J., Yang Y., Feng X., Allan R.P., Cao N., Long J., Xu J. Observed variability of intertropical convergence zone over 1998—2018 // Environ. Res. Lett. 2020. Vol. 15. 104011. doi: 10.1088/1748-9326/aba033.
- Byrne M.P., Pendergrass A.G., Rapp A.D., Wodzicki K.R. Response of the Intertropical Convergence Zone to Climate Change: Location, Width, and Strength // Current Climate Change Reports. 2018. V. 6. P. 2162—2174. doi: 10.1007/s40641-018-0110-5.
- Waliser D.E., Gautier C. A satellite-derived climatology of the ITCZ // J. Climate. 1993. V. 6. P. 2162– 2174.
- Bain C.L, De Paz J., Kramer J., Magnusdottir G., Smyth P., Stern H., Wang C. Detecting the ITCZ in instantaneous satellite data using spatiotemporal statistical modeling: ITCZ climatology in the East Pacific // J. Climate. 2011. V. 24. P. 216—330.
- Zhou Y.P., Xu K.M., Sud Y.C., Betts A.K. Recent trends of the tropical hydrological cycle inferred from Global Precipitation Climatology Project and International Satellite Cloud Climatology Project data // J. Geophys. Res. 2011. 116. D09101. doi: 10.1029/2010JD015197.
- Hu Y., Fu Q. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979 // Atmos. Chem. Phys. 2007. 7. P. 5229–5236. doi: 10.5194/acp-7-5229-2007.
- 9. Seidel D.J., Fu Q., Randel J.W., Reichler T.J. Widening of the tropical belt in a changing climate // Nat. Geosci. 2008. № 1. P. 21—24. doi: 10.1038/ngeo.2007.38.
- Lu J., Deser C., Reichler T. Cause of the widening of the tropical belt since 1958 // Geophys. Res. Lett. 2009. 36. L03803. doi: 10.1029/2008GL036076.
- 11. Wodzicki K.R., Rapp A.D. Long-term characterization of the Pacific ITCZ using TRMm, GPCP, and ERA-Interim // J. Geophys. Res. Atmos. 2016. V. 121. P. 3153—3170. doi: 10.1002/2015JD024458.
- Bellomo K., Clement A.C. Evidence for weakening of the Walker circulation from cloud observations // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. P. 7758—7764. doi: 10.1002/2015GL065463
- Malinin V.N., Gordeeva S.M. Variability of Evaporation and Precipitation over the Ocean from Satellite Data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2017. Vol. 53. No. 9. P. 934–944. doi: 10.1134/ S0001433817090195/.
- 14. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K, Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G.L. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) // Bul. of the Atmos. Met. Soc. 2002. 83. P. 1631-1643.
- 15. Малинин В.Н., Гордеева С. М. Изменчивость влагосодержания над океаном по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2015. № 1. С. 3—11.
- 16. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. Cambridge, United Kingdom and New York. NY. USA: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
- IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Edited by Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller. Cambridge, United Kingdom and New York. USA: Cambridge University Press, 2007. 996 p.
- Adler R.F., Gu G., Wang J.-J., Huffman G.J., Curtis S., Bolvin D. Relationships between global precipitation and surface temperature on interannual and longer timescales (1979—2006) // J. Geophys. Res. 2008. 113. D22104. doi: 10.1029/2008JD010536.

ОКЕАНОЛОГИЯ

- 19. Малинин В.Н., Вайновский П.А. Тренды компонент влагообмена в системе океан—атмосфера в условиях глобального потепления по данным архива Reanalysis-2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 3.
- 20. *Малинин В.Н. Гордеева С.М., Наумов Л.М.* Влагосодержание атмосферы как климатообразующий фактор //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 3. С. 243—251. doi: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-243-251.
- Malinin V.N., Gordeeva S.M., Naumov L.M., Ershova A.A., AverkievA.S. To the evaluation of trends in the components of ocean-atmosphere moisture exchange // Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika. 2018. 11. 4. P. 28—33. doi: 10.7868/S2073667318040044.
- 22. Осипов А.М., Гущина Д.Ю. Эль-Ниньо 2015—2016 гг.: эволюция, механизмы, сопутствующие удаленные аномалии // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. № 3. С. 59—81. doi: 10.21513/2410-8758-2018-3-54-81.
- 23. *Philander S.G.* El Niño, La Niña and the Southern Oscillation. Academic Press, San Diego, CA, 1990. 293 p.
- McPhaden M.J., Zebiak S.E., Glantz M.H. ENSO as an integrating concept in Earth Science // Science, 2006. Vol. 314. P. 1740—1745. doi: 10.1126/science.1132588.
- 25. Ashok K., Behera S.K., Rao S.A., Weng H., Yumagata T. El Niño Modoki and its possible teleconnection // J. Geophys Res. 2007. 112, C11007. doi: 10.1029/2006JC003798.
- Yeh S.W., Kug J.S., Dewitte B., Kwon M.H., Kirtman B.P., Jin F.-F. El Niño in a changing climate // Nature. 2009. Vol. 461(7263). P. 511—570.
- 27. Мохов И.И., Смирнов Д.А., Наконечный П.И., Козленко С.С., Куртс Ю. Взаимосвязь явлений Эль-Ниньо / Южное колебание и индийского муссона // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48, № 1. С. 56—66.
- 28. Железнова И.В., Гущина Д.Ю. Аномалии циркуляции в центрах действия атмосферы в период восточно-тихоокеанского и центрально-тихоокеанского Эль-Ниньо // Метеорология и гидрология. 2016. № 11. С. 41—55.
- 29. Нестеров Е.С. Изменчивость характеристик атмосферы и океана в Атлантико-Европейском регионе в годы событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья // Метеорология и гидрология. 2000. № 8. С. 74—83.
- 30. *Mo K.C.* Interdecadal modulation of the impact of ENSO on precipitation and temperature over the United States // Journal of Climate. 2010. Vol. 23. P. 3639—3656. doi: 10.1007/s003820050284.
- Lin J., Qian T.A. New Picture of the Global Impacts of El Nino-Southern Oscillation // Sci Rep. 2019. V. 9. P. 17543. doi: 10.1038/s41598-019-54090-5.
- Серых И.В. О влиянии Эль-Ниньо Глобальной атмосферной осцилляции на межгодовую изменчивость гидрометеорологических параметров // Гидрометеорология и экология. 2021. № 63. С. 329—370.
- Lübbecke J., Rodriguez-Fonseca M.B., Richter I., Martín-Rey M., Losada T., Polo I., Keenlyside N. Equatorial Atlantic variability—Modes, mechanisms, and global teleconnections // Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. 2018. Vol. 9. doi: 10.1002/WCC.527.
- 34. Chang P., Fang Y., Saravanan R., Ji L., Seidel H. The cause of the fragile relationship between the Pacific El Nico and the Atlantic Nico // Nature. 2006. 443. P. 324—328. doi: 10.1038/nature05053.
- Lubbecke J.F., McPhaden M.J. On the inconsistent relationship between Pacific and Atlantic Nicos // J. Climate. 2012. Vol. 25. P. 4294—4303. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00553.1.
- Polo I., Martin-Rey M., Rodriguez-Fonseca B., Kucharski F., Mechoso C.R. Processes in the Pacific La Nica onset triggered by the Atlantic Nico // Climate Dynamics. 2015. Vol. 44(1–2). 115–131.
- Rodríguez-Fonseca B., Polo I., García-Serrano J., Losada T., Mohino E., Mechoso C.R., Kucharski F. Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? // Geophysical Research Letters. 2009. 36. doi: 10.1029/2009GL040048.
- Kajtar J.B., Santoso A., England M.H., Cai W. Tropical climate variability: interactions across the Pacific, Indian, and Atlantic Oceans // Climate Dynamics. 2017. Vol. 48(7–8). P. 2173—2190.
- 39. Карлин Л.Н., Малинин В.Н. Гордеева С.М. Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 1—9.
- 40. Krishnamurthy V., Goswami B.N. Indian monsoon-ENSO relationship on interdecadal timescale // J. Clim. 2000. V. 13. № 3. P. 579—595.

- Frauen C., Dommenget D. Influences of the tropical Indian and Atlantic Oceans on the predictability of ENSO // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39(2). P. 1—19. doi: 10.1029/2011gl050520.
- Kucharski F., Bracco A., Yoo J.H., Molteni F. Atlantic forced component of the Indian monsoon interannual variability // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35(4). doi: 10.1029/2007GL033037.
- 43. Ruiz-Barradas A., Carton J.A., Nigam S. Structure of Interannual-to-Decadal Climate Variability in the Tropical Atlantic Sector // J. Climate. 2000. Vol. 13. P. 3285–3297. doi: 10.1175 /1520-0442(2000)013<3285:SOITDC>2.0.CO;2.
- 44. Enfield D.B., Mestas A.M., Mayer D.A., Cid-Serrano L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? // JGR-O. 1999. Vol. 104. P. 7841—7848.
- 45. Дегтярев А. И., Смирнова Т. Г., Дегтярева Н. В. Об индексах муссонной циркуляции // Метеорология и гидрология. 2007. № 1. С. 43—52.
- 46. Li J., Zeng Q. A unified monsoon index // Geophysical Research Letters. 2002. Vol. 29. P. 115—1— 115-4. doi: 10.1029/2001GL013874.
- Chen W., Guan Z. A joint monsoon index for East Asian–Australian monsoons during boreal summer // Atmos. Sci. Let. 2017. Vol. 18. P. 403–408. doi: 10.1002/asl.782.
- Shankle M.G. Global Influences on the Indian Monsoon: Testing Existing Hypotheses with Climate Indices. A Senior Thesis of the Bachelor's Degree. Yale University. 2018. 47 p. Corpus ID: 44134660.
- 49. Song J., Wang Y., Tang J. A Hiatus of the Greenhouse Effect // Sci. Rep. 2016. Vol. 6. 33315. doi: 10.1038/ srep33315.
- 50. *Малинин В.Н., Вайновский П.А.* О причинах первого потепления Арктики // Ученые записки РГММУ. 2018. № 53. С. 34—55.
- 51. Schmidt G. A., Ruedy R. A., Miller R. L., Lacis A. A. Attribution of the present-day total greenhouse effect // J. Geoph. Res. 2010. Vol. 115. Is. D20. P. 2156–2202.
- Manabe S. Role of greenhouse gas in climate change // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2019. Vol. 71, 1. 1620078. doi: 10.1080/16000870.2019.1620078.

References

- 1. *Riehl H. Klimat i pogoda v tropikakh.* Climate and weather in the tropics. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 605. [In Russian].
- 2. *Philander S.G.H., Gu D., Lambert G., Li T., Halpern D., Lau N.C., Pacanowski R.C.* Why the ITCZ is mostly north of the equator. J. Climate. 1996, 9: 2958.
- Liu C., Liao X., Qiu J., Yang Y., Feng X., Allan R.P., Cao N., Long J., Xu J. Observed variability of intertropical convergence zone over 1998—2018. Environ. Res. Lett. 2020, 15: 104011. doi: 10.1088/1748-9326/aba033.
- Byrne M.P., Pendergrass A.G., Rapp A.D., Wodzicki K.R. Response of the Intertropical Convergence Zone to Climate Change: Location, Width, and Strength. Current Climate Change Reports. 2018, 4: 355–370. doi: 10.1007/s40641-018-0110-5.
- 5. Waliser D.E., Gautier C. A satellite-derived climatology of the ITCZ. J. Climate. 1993, 6: 2162.
- 6. Bain C.L, De Paz J., Kramer J., Magnusdottir G., Smyth P., Stern H., Wang C. Detecting the ITCZ in instantaneous satellite data using spatiotemporal statistical modeling: ITCZ climatology in the East Pacific. J. Climate. 2011, 24: 216.
- Zhou Y.P., Xu K.M., Sud Y.C., Betts A.K. Recent trends of the tropical hydrological cycle inferred from Global Precipitation Climatology Project and International Satellite Cloud Climatology Project data. J. Geophys. Res. 2011, 116, D09101. doi: 10.1029/2010JD015197.
- 8. *Hu Y., Fu Q.* Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. Atmos. Chem. Phys. 2007, 7: 5229—5236. doi:10.5194/acp-7-5229-2007.
- 9. Seidel D.J., Fu Q., Randel J.W., Reichler T.J. Widening of the tropical belt in a changing climate. Nat. Geosci. 2008, 1: 21—24.
- 10. Lu J., Deser C., Reichler T. Cause of the widening of the tropical belt since 1958. Geophys. Res. Lett. 2009, 36, L03803. doi: 10.1029/2008GL036076.
- 11. Wodzicki K.R., Rapp A.D. Long-term characterization of the Pacific ITCZ using TRMm, GPCP, and ERA-Interim. J. Geophys. Res. Atmos. 2016, 121: 3153.

ОКЕАНОЛОГИЯ

- Bellomo K., Clement A.C. Evidence for weakening of the Walker circulation from cloud observations. Geophys. Res. Lett. 2015, 42: 7758.
- Malinin V.N., Gordeeva S.M. Variability of Evaporation and Precipitation over the Ocean from Satellite Data. Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2017, 53(9): 934—944. doi: 10.1134/ S0001433817090195/.
- 14. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K, Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G.L. NCEP—DOE AMIP-II reanalysis (R-2). Bul. of the Atmos. Met. Soc. 2002, 83: 1631—1643.
- 15. Malinin V.N., Gordeeva S.M. Variability of moisture content over the ocean according to satellite data. Issledovanie Zemli iz kosmosa. Research of the Earth from Space. 2015, 1: 3—11. [In Russian].
- 16. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. Cambridge, United Kingdom and New York. NY. USA: Cambridge University Press, 2013: 1535 p.
- IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Edited by Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller. Cambridge, United Kingdom and New York. USA: Cambridge University Press, 2007: 996 p.
- Adler R.F., Gu G., Wang J.-J., Huffman G.J., Curtis S., Bolvin D. Relationships between global precipitation and surface temperature on interannual and longer timescales (1979—2006). J. Geophys. Res. 2008, 113. D22104. doi: 10.1029/2008JD010536.
- Malinin V.N., Vainovsky P.A. Trends of moisture exchange components in the ocean-atmosphere system under conditions of global warming according to the Reanalysis-2 archive. Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. Current problems in remote sensing of the earth from space. 2021, 18(3). [In Russian].
- Malinin V.N., Gordeeva S.M., Naumov L.M. Total precipitable water of the atmosphere as a climate forcing factor. Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. Current problems in remote sensing of the earth from space. 2018, 15(3): 243—251. doi: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-243-251. [In Russian].
- Malinin V.N., Gordeeva S.M., Naumov L.M., Ershova A.A., AverkievA.S. To the evaluation of trends in the components of ocean-atmosphere moisture exchange. Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika. 2018, 11(4): 28—33. doi: 10.7868/S2073667318040044.
- Osipov A.M., Gushchina D.Yu. El Niño 2015-2016: evolution, mechanisms, accompanying distant anomalies. Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya. Fundamental and Applied Climatology. 2018, 3: 59–81. doi: 10.21513/2410-8758-2018-3-54-81.
- 23. *Philander S.G.* El Niño, La Niña and the Southern Oscillation. Academic Press, San Diego, CA, 1990: 293 p.
- 24. *McPhaden M.J., Zebiak S.E., Glantz M.H.* ENSO as an integrating concept in Earth Science. Science. 2006, 314: 1740–1745. doi: 10.1126/science.1132588.
- Ashok K., Behera S.K., Rao S.A., Weng H., Yumagata T. El Niño Modoki and its possible teleconnection. J. Geophys Res. 2007, 112, C11007. doi: 10.1029/2006JC003798.
- Yeh S.W., Kug J.S., Dewitte B., Kwon M.H., Kirtman B.P., Jin F.-F. El Niño in a changing climate. Nature. 2009, 461(7263): 511-570.
- Mokhov I.I., Smirnov D.A., Nakonechny P.I., Kozlenko S.S., Kurts Yu. Interrelation of El Niño / Southern Oscillation and Indian Monsoon Phenomena. Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana. Izvestiya RAN. Physics of the atmosphere and ocean. 2012, 48(1): 56–66. [In Russian].
- Zheleznova I.V., Gushchina D.Yu. Circulation anomalies in the centers of atmospheric action during the East Pacific and Central Pacific El Niño. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2016, 11: 41—55. [In Russian].
- Nesterov E.S. Variability of atmospheric and ocean characteristics in the Atlantic-European region during the El Niño and La Niña events. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2000, 8: 74–83. [In Russian].
- 30. *Mo K.C.* Interdecadal modulation of the impact of ENSO on precipitation and temperature over the United States. Journal of Climate. 2010, 23: 3639–3656.

- Lin J., Qian T.A. New Picture of the Global Impacts of El Nino-Southern Oscillation. Sci Rep. 2019, 9: 17543.
- 32. Serykh I.V. On the influence of El Niño Global Atmospheric Oscillation on the interannual variability of hydrometeorological parameters. *Gidrometeorologiya i Ekologiya*. Hydrometeorology and Ecology. 2021, 63: 329—370. [In Russian].
- Lübbecke J., Rodriguez-Fonseca M.B., Richter I., Martín-Rey M., Losada T., Polo I., Keenlyside N. Equatorial Atlantic variability — Modes, mechanisms, and global teleconnections. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. 2018, 9(10). doi: 10.1002/WCC.527.
- 34. *Chang P, Fang Y, Saravanan R., Ji L., Seidel H.* The cause of the fragile relationship between the Pacific El Nico and the Atlantic Nico. Nature. 2006, (443): 324–328. doi: 10.1038/nature05053.
- Lubbecke J.F., McPhaden M.J. On the inconsistent relationship between Pacific and Atlantic Nicos. J. Climate. 2012, (25): 4294—4303. doi:10.1175/JCLI-D-11-00553.1.
- Polo I., Martin-Rey M., Rodriguez-Fonseca B., Kucharski F., Mechoso C.R. Processes in the Pacific La Nica onset triggered by the Atlantic Nico. Climate Dynamics. 2015, 44(1—2): 115—131.
- Rodríguez-Fonseca B., Polo I., García-Serrano J., Losada T., Mohino E., Mechoso C.R., Kucharski F. Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? Geophysical Research Letters. 2009, 36. doi: 10.1029/2009GL040048.
- Kajtar J.B., Santoso A., England M.H., Cai W. Tropical climate variability: interactions across the Pacific, Indian, and Atlantic Oceans. Climate Dynamics. 2017, 48(7-8): 2173-2190.
- Karlin L.N., Malinin V.N. Gordeeva S.M. Variability of hydrophysical characteristics in the Gulf Stream. Okeanologiya. Oceanology. 2013, 53(4): 1—9. [In Russian].
- Krishnamurthy V., Goswami B.N. Indian monsoon-ENSO relationship on interdecadal timescale. J. Clim. 2000, 13(3): 579—595.
- 41. Frauen C., Dommenget D. Influences of the tropical Indian and Atlantic Oceans on the predictability of ENSO. Geophysical Research Letters. 2012, 39(2): 1—19. doi: 10.1029/2011gl050520.
- 42. Kucharski F, Bracco A., Yoo J.H., Molteni F. Atlantic forced component of the Indian monsoon interannual variability. Geophysical Research Letters. 2008, 35(4). doi: 10.1029/2007GL033037.
- Ruiz-Barradas A., Carton J.A., Nigam S. Structure of Interannual-to-Decadal Climate Variability in the Tropical Atlantic Sector. J. Climate. 2000, 13: 3285—3297. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<3285: SOITDC>2.0.CO;2.
- 44. Enfield D.B., Mestas A.M., Mayer D.A., Cid-Serrano L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? Journal of Geophysical Research, 1999, 104: 7841—7848.
- 45. Degtyarev A.I., Smirnova T.G., Degtyareva N.V. On the indices of monsoon circulation. Meteorologiya i gidrologiya. Meteorology and Hydrology. 2007, (1): 43—52.
- 46. Li J., Zeng Q. A unified monsoon index. Geophysical Research Letters. 2002, 29: 115—1—115—4. https://doi.org/10.1029/2001GL013874.
- 47. Chen W., Guan Z. A joint monsoon index for East Asian—Australian monsoons during boreal summer. Atmos. Sci. Let. 2017, 18: 403—408. doi: 10.1002/asl.782.
- Shankle M.G. Global Influences on the Indian Monsoon: Testing Existing Hypotheses with Climate Indices. A Senior Thesis of the Bachelor's Degree. Yale University, 2018: 47 p. Corpus ID: 44134660.
- Song J., Wang Y., Tang J. A Hiatus of the Greenhouse Effect. Sci. Rep. 2016, (6): 33315. doi: 10.1038/ srep33315.
- Malinin V.N., Vainovsky P.A. The factors for the first warming in the Arctic. Uchenye zapiski Rossiyskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta. Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University. 2018, (53): 34—55. [In Russian].
- Schmidt G.A., Ruedy R.A., Miller R.L., Lacis A.A. Attribution of the present-day total greenhouse effect. J. Geoph. Res. Is. D20. 2010, 115: 2156—2202.
- Manabe S. Role of greenhouse gas in climate change. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2019, 71(1), 1620078. doi: 10.1080/16000870.2019.1620078.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 03.03.2021 Принята к публикации после доработки 10.05.2021

Сведения об авторах

Малинин Валерий Николаевич, д-р геогр. наук, профессор, профессор кафедры прикладной океанографии ЮНЕСКО-МОК и комплексного управления прибрежными зонами Института гидрологии и океанологии Российского государственного гидрометеорологического университета, malinin@rshu.ru.

Вайновский Павел Антонович, канд. геогр. наук, старший научный сотрудник, ООО «Прогноз», pv974@yandex.ru.

Information about authors

Malinin Valery Nikolaevich, Grand PhD (Geogr. Sci.), Professor, Russian State Hydrometeorological University, Institute of Hydrology and Oceanology, UNESCO-IOC Department of Applied Oceanography and Integrated Coastal Zone Management, Professor.

Vainovskii Pavel Antonovich, PhD (Geogr. Sci.), senior researcher, LLC «Prognoz».