

О взаимосвязи межгодовой изменчивости параметров тепло- и влагообмена системы «океан – атмосфера» во внутритропической зоне конвергенции

В. Н. Малинин¹, П. А. Вайновский², С. М. Гордеева^{1,3}

¹ *Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, 192007, Россия
E-mail: malinin@rshu.ru*

² *ООО «Прогноз», Санкт-Петербург, 197022, Россия*

³ *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, 117997, Россия*

Обсуждаются результаты расчётов радиационных индексов G_a и G_s , характеризующих парниковый эффект, а также параметров тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой за 40-летний период (1979–2018) для отдельных океанов и океанической области внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) в целом (10° с. ш. – 10° ю. ш.) по данным архива реанализа NCEP/DOE AMIP-II. Принципиальное различие индексов G_a и G_s состоит в том, что если G_a характеризует парниковый эффект толщи атмосферы и влияет в основном на изменчивость атмосферной конвекции и осадков, то G_s через парниковый эффект формирует положительные тренды в характеристиках тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой и одновременно влияет на их межгодовую изменчивость. Составлена концептуальная схема взаимосвязи межгодовой изменчивости гидрометеорологических параметров в ВЗК. Показано доминирующее влияние влагосодержания атмосферы (ВА) одновременно на формирование межгодовой изменчивости G_a и на тренд и изменчивость G_s . При этом температура воздуха в приводном слое океана и разность осадков и испарения примерно одинаково влияют на изменчивость ВА. Однако тренд в ВА формируется исключительно за счёт процессов влагообмена, так как тренды в осадках и испарении в разы превышают тренд в изменчивости температуры воздуха. Показано, что осадки определяют интенсивность восходящей ветви ячейки Хэдли, т. е. служат «мотором» меридиональной циркуляции атмосферы. При этом доминирующее влияние на осадки оказывают всего два параметра: парниковый эффект в тропосфере, определяемый по индексу G_a , и испарение в зоне 0 – 10° ю. ш., которые описывают 87 % дисперсии межгодовой изменчивости осадков в главной зоне ВЗК — севернее экватора.

Ключевые слова: парниковый эффект, внутритропическая зона конвергенции, меридиональная ячейка Хэдли, радиационные индексы, характеристики тепло- и влагообмена, тренды

Одобрена к печати: 12.07.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-4-281-296

Введение

Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) — это зона схождения северо-восточных пассатов Северного полушария с юго-восточными пассатами Южного полушария. Сильная конвергенция потока влаги в области ВЗК даёт начало глобальной циркуляции атмосферы, поскольку она образует восходящую ветвь прямой меридиональной циркуляционной ячейки Хэдли. Это обусловлено поступающей на поверхность планеты солнечной радиацией, пик которой приходится на экватор. Она нагревает воздух и океан, вызывая подъём тёплого воздуха и формирование полосы более низкого давления. В среднем ширина ВЗК составляет $\pm 12^\circ$ широты от экватора (Vugne et al., 2018) и хорошо прослеживается на снимках из космоса в виде узкой полосы интенсивных осадков, которая часто используется как индикатор ВЗК. Так, в пределах ВЗК выпадает 32 % глобального количества осадков (Kang et al., 2018). В работе (Basconcillo et al., 2021) в качестве интенсивности ВЗК предложен индекс WPI (*англ.* Warm Pool's Intertropical Convergence Zone Index), который представляет собой среднее количество осадков в пределах ВЗК в Индо-Тихоокеанском бассейне между 80 и 180° в. д.

На основе всестороннего изучения связи индекса WPI с процессами в атмосфере в Северном полушарии авторы публикации (Basconcillo et al., 2021) смогли составить схему меридиональной циркуляции атмосферы (рис. 1), на которой были выделены положительная и отрицательная фазы WPI. Критерием разделения послужила оценка $X_{cp} \pm 0,9\sigma$.

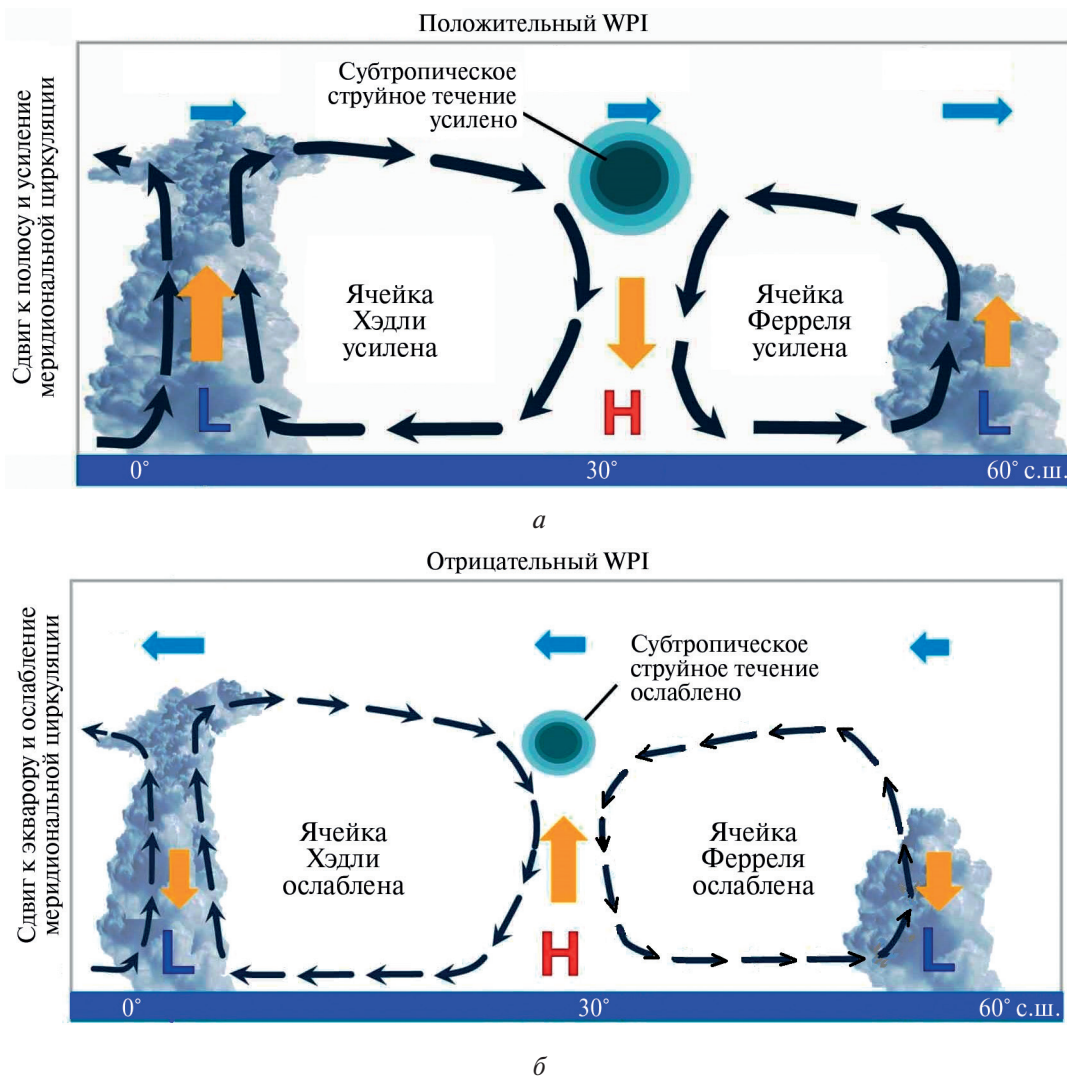


Рис. 1. Схема меридиональной циркуляции атмосферы в летний период Северного полушария, связанная с индексом интенсивности ВЗК (WPI) за период с 1984 по 2018 г.: а — положительная фаза WPI; б — отрицательная фаза WPI. L, H — область низкого и высокого давления соответственно. Голубые стрелки показывают направление меридиональной циркуляции, жёлтые — аномальный относительно среднего подъём или опускание воздушных масс (адаптировано из работы (Basconcillo et al., 2021))

При положительной фазе WPI происходит интенсификация ячейки Хэдли: усиление конвекции и субтропического струйного потока, выпадение больше нормы осадков, смещение к северу границы ячейки Хэдли, более интенсивное опускание сухого воздуха в тропиках. В свою очередь, это вызывает интенсификацию ячейки Ферреля. Обратная ситуация отмечается при отрицательной фазе индекса WPI: ослабление конвекции и выпадение осадков меньше нормы. Принимая во внимание огромное количество тепла, выделяемого в атмосферу при образовании осадков, можно уверенно утверждать, что именно осадки в ВЗК служат «мотором» меридиональной циркуляции. В этой же работе (Basconcillo et al., 2021) показано наличие высокой корреляции осадков в ВЗК (индекса WPI) с большим числом различных климатических индексов, имеющих глобальное и региональное распространение. В исслед-

довании (Малинин, Вайновский, 2021a) выявлена почти функциональная связь ($r > 0,95$) испарения (E), осадков (P) и влагосодержания атмосферы (ВА) в ВЗК с их «глобальными» оценками в пределах Мирового океана. По сути, это является свидетельством исключительной роли ВЗК в формировании и межгодовой изменчивости влагообмена между атмосферой и Мировым океаном.

Известно, что большую часть года ВЗК располагается к северу от экватора; зимой из Северного полушария она смещается на юг к экватору и даже южнее его, а летом удаляется от него (Liu et al., 2020; Philander et al., 1996). Над Атлантическим и Тихим океаном сезонные смещения ВЗК невелики. При зональном осреднении среднесуточное положение оси ВЗК находится примерно на 6° с. ш. (Berry, Reeder, 2014; Bischoff, Schneider, 2014), т. е. вблизи от термического экватора. Причины смещения оси ВЗК на север от экватора, по мнению авторов работы (Philander et al., 1996), заключаются в асимметрии климатической системы. Действительно, тепловой, гидрологический и ветровой режимы Северного и Южного полушария существенно отличаются друг от друга, вследствие чего происходит перенос тепла, влаги и кинетической энергии через экватор в океане и атмосфере (Малинин, 1994; Donohoe et al., 2014; Fasullo, Trenberth, 2008). Так, широта ВЗК отрицательно коррелирует с межэкваториальным переносом энергии в атмосфере. При смещении ВЗК на юг перенос энергии через экватор на север увеличивается.

Отметим, что ширина ВЗК и сила тропической циркуляции существенно изменились за последние десятилетия (Bellomo, Clement, 2015; Wodzicki, Rapp, 2016). По мере потепления климата происходит сужение ВЗК и усиление конвекции в ядре ВЗК. Однако при этом сильно ослабляется конвекция на экваториальных краях ВЗК. Поэтому в среднем ВЗК несколько ослабевает при потеплении (Burne, Schneider, 2016). Вероятно, сужение ВЗК может также иметь важные последствия для глобального климата через её влияние на планетарный радиационный баланс (Bony et al., 2016; Burne, Schneider, 2016).

Помимо значительного влияния на циркуляцию атмосферы, огромное значение ВЗК проявляется в формировании парникового эффекта (ПЭ). На экваторе коротковолновые и длинноволновые потоки радиации достигают максимальных значений. Естественно, ПЭ здесь тоже максимален. Для его количественной оценки могут быть использованы различные радиационные индексы. В работе (Raval, Ramanathan, 1989) предложен параметр G_a (от *англ.* atmosphere greenhouse effect parameter), который представляет собой разность между собственным длинноволновым излучением подстилающей поверхности (*англ.* surface upwelling longwave radiation — SULR) и излучением на верхней границе атмосферы (*англ.* outgoing longwave radiation — OLR), а в работе (Boer, 1993) — индекс G_s (от *англ.* surface greenhouse effect parameter), означающий противоизлучение атмосферы (встречное излучение) (*англ.* downwelling long-wave radiation — DLW). Отсюда видно, что G_a характеризует величину ПЭ всей атмосферы, а G_s — у подстилающей поверхности. Величина SULR зависит в основном от температуры поверхности океана и довольно точно описывается уравнением Стефана — Больцмана, а OLR надёжно измеряется с помощью спутников Земли. G_a показывает способность атмосферы улавливать приблизительно 40 % длинноволнового излучения, испускаемого поверхностью Земли. Индекс G_s считается наиболее трудно определяемым компонентом радиационного баланса атмосферы, который сложным образом зависит от приземных значений температуры и влажности воздуха, влагосодержания атмосферы, облачности, парниковых газов.

Величина G_s , как правило, рассчитывается теоретически, причём отдельно учитывается отсутствие облаков («чистое небо») и общая облачность. При сплошной облачности противоизлучение атмосферы на 20–25 % больше, чем при чистом небе. Так, только для чистого неба используется 13 различных формул (Flerchinger et al., 2009). В работе (Guo et al., 2019) осуществлена сравнительная проверка семи наиболее распространённых методов оценки G_s для различных условий и сделан вывод, что в настоящее время не существует метода, который можно было бы успешно применять повсеместно. Возможно, поэтому в документации многих архивов конкретные методики расчёта DLW не приводятся. Очевидно, надёжность оценок G_a заметно выше по сравнению с G_s .

В публикации (Schmidt et al., 2010) показано, что широтные характеристики G_a и G_s в основном обусловлены зональным распределением содержания водяного пара в атмосфере, который является наиболее важным фактором, способствующим ПЭ. Достаточное подробное изучение параметров G_a и G_s в глобальном масштабе за период с 2003 по 2014 г. выполнено в работе (Song et al., 2016). Определено, что распределение этих параметров подчиняется широтной зональности с наибольшими значениями на экваторе. При этом их экстремумы отмечаются в западной части экваториальной зоны Тихого океана (ТО) вблизи Филиппин. На долю Мирового океана приходится более трёх четвертей общего глобального G_a и G_s , причём почти половина глобального парникового эффекта связана с G_a (G_s) над тропическими океанами. Кроме того, для зоны 25° с. ш. – 25° ю. ш. выявлены сильные положительные тренды в BA (0,04 см/год), в G_a и G_s при ясном небе (отсутствии облачности) и отсутствие тренда в G_a и G_s при общей облачности. В работе (Webb et al., 1993) установлено, что ПЭ при ясном небе в низких широтах в доминирующей степени определяется BA . Однако многие закономерности пространственно-временной изменчивости индексов G_a и G_s в ВЗК практически не известны. Поэтому цель данной работы состоит в изучении взаимосвязей межгодовой изменчивости параметров тепло- и влагообмена друг с другом в отдельных океанах и ВЗК в целом, а также с индексами ПЭ.

Исходные материалы

Архив NCEP/DOE AMIP-II reanalysis (*англ.* National Centers for Environmental Prediction, Department of Energy — Национальный центр экологических прогнозов США, Департамент энергетики; *англ.* Atmospheric Model Intercomparison Project) (Reanalysis-2) (Kanamitsu et al., 2002) достаточно хорошо известен, поэтому не требует детального описания. Данный архив охватывает спутниковый период наблюдений с 1979 г. по настоящее время с пространственным разрешением около $1,9^\circ$ по широте и долготе и использует обновлённые модели прогноза, ассимиляции данных, улучшенные диагностические результаты, в том числе исправления ошибок обработки, выявленных в NCEP/NCAR (*англ.* National Center for Atmospheric Research, Национальный центр исследований атмосферы США) Reanalysis-1. Компоненты бюджета радиации Земли для реанализа рассчитываются с помощью алгоритма переноса излучения в глобальной модели (Kanamitsu, 1989). Архив Reanalysis-2 имеет постоянную поддержку, а его данные находятся в свободном доступе по адресу: http://apdrc.soest.hawaii.edu/dods/public_data/Reanalysis_Data/NCEP/NCEP2/monthly/.

Из данного архива выбирались среднемесячные значения характеристик длинноволнового радиационного баланса, влагообмена между океаном и атмосферой, а также температуры воздуха (атмосферы, T_A) и температуры поверхности океана (ТПО) для открытой водной поверхности за 40-летний период (1979–2018) для области ВЗК (10° с. ш. – 10° ю. ш.). Среднемесячные поля усреднялись по 10 -градусным широтным зонам отдельных океанов и для области ВЗК в целом. Отметим, что необходимость изучения гидрометеорологических характеристик для отдельных океанов связана с тем, что долговременная изменчивость характеристик тепло- и влагообмена в ВЗК в каждом из океанов обусловлена в основном региональными гидрометеорологическими процессами (Малинин, Вайновский, 2021a): в Тихом океане — явлением Эль-Ниньо–Южное колебание (ЭНЮК, El Niño–Southern Oscillation (ENSO)), в Индийском — муссонной циркуляцией, в Атлантическом — Атлантическим Ниньо.

Результаты и их обсуждение

Вначале обратимся к оценкам статистических характеристик зонально-осреднённых индексов [G_a] и [G_s] для всей океанической области ВЗК и отдельных океанов (10° с. ш. – 10° ю. ш.), которые приводятся в *табл. 1*. Квадратные скобки означают зональное усреднение по всей зоне 10° с. ш. – 10° ю. ш. Как видно из *табл. 1*, их пространственная

изменчивость мала. Максимальный коэффициент вариации в [Ga] составляет лишь 0,018. Изменчивость индекса [Gs] на порядок меньше. Таким образом, ПЭ в ВЗК отличается очень высокой пространственно-временной однородностью по сравнению с характеристиками тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой. Корреляция между индексами для ВЗК составляет $r = 0,70$. Для отдельных океанов она слабее. Так, для Индийского океана (ИО) $r = 0,42$, а для Атлантического океана (АО) только $r = 0,15$.

Таблица 1. Оценки статистических характеристик среднегодовых зонально-осреднённых (10° с. ш. – 10° ю. ш.) индексов [Ga] и [Gs] для ВЗК в целом и отдельных океанов за период 1979–2018 гг. При уровне значимости $\alpha = 0,05$ коэффициент корреляции равен 0,095

Индекс	Статистические характеристики	АО	ИО	ТО	ВЗК
[Ga]	Среднее, Вт/м ²	197,4	211,1	200,3	202,8
	Коэффициент вариации	0,013	0,010	0,018	0,011
	Коэффициент линейного тренда, a_1 , Вт·м ⁻² ·год ⁻¹	-0,054	0,032	-0,023	-0,007
	Коэффициент детерминации линейного тренда, R^2	0,060	0,031	0,006	0,003
[Gs]	Среднее, Вт/м ²	415,2	422,1	417,4	418,3
	Коэффициент вариации	0,004	0,004	0,007	0,005
	Коэффициент линейного тренда, a_1 , Вт·м ⁻² ·год ⁻¹	0,081	0,057	0,063	0,070
	Коэффициент детерминации линейного тренда, R^2	0,33	0,38	0,06	0,15

Отметим, что межгодовая изменчивость индекса [Gs] области ВЗК практически функционально ($r > 0,95$) связана с аналогичной изменчивостью индекса Gs в зонах $0-10^\circ$ с. ш. и $0-10^\circ$ ю. ш. ВЗК и Тихого океана. С указанными зонами в Индийском океане и особенно в Атлантическом корреляция заметно ниже. По сути, это означает, что именно Тихий океан контролирует парниковый эффект в ВЗК. Если в Тихом океане различия в межгодовом ходе индекса Gs между зонами $0-10^\circ$ с. ш. и $0-10^\circ$ ю. ш. отсутствуют, то в Индийском и Атлантическом океанах они значительны. Корреляция индекса Gs между зонами $0-10^\circ$ с. ш. и $0-10^\circ$ ю. ш. в Индийском океане составляет $r = 0,50$, а в Атлантическом — $r = 0,41$.

Для оценки значимости линейных трендов в табл. 1 использовался критерий Стьюдента. На уровне $\alpha = 0,05$ критическое значение коэффициента детерминации определяется как $R_{кр}^2 = 4/(n+2) = 0,095$ (Малинин, 2008). Из табл. 1 видно, что тренды индекса [Ga] незначимые для всех океанов. В принципе, это понятно, поскольку повышение температуры воздуха у подстилающей поверхности компенсируется её уменьшением в стратосфере (Маускок et al., 2018; Randel et al., 2016). В индексе [Gs] положительные тренды проявляются отчётливо, максимальный тренд отмечается в Атлантическом океане. Хотя в Тихом океане тренд незначим, однако по величине он больше тренда [Gs] в Индийском океане.

Очевидно, для оценки результирующего парникового эффекта можно использовать индекс радиационного воздействия (I_{PB}), который представим в виде:

$$I_{PB} = G_{s_{кон}} - G_{s_{нач}} = a_1 n, \quad (1)$$

где $G_{s_{кон}}$, $G_{s_{нач}}$ — радиационное воздействие в конце и начале периода; a_1 — коэффициент тренда; n — длина временного ряда. Максимальный I_{PB} отмечается в Атлантическом океане ($I_{PB} = 3,24$ Вт/м²), а наименьший — в Индийском ($I_{PB} = 2,28$ Вт/м²). По смыслу оценки I_{PB} соответствуют оценкам радиационного форсинга, определяемым с помощью сложных гидродинамических моделей (Chung, Soden, 2015; Hansen et al., 2005), которые позволяют рассчитать как концентрацию парниковых газов в атмосфере, так и поглощение длинноволнового излучения каждым из газов. Поскольку они характеризуют разность потоков коротковолнового и длинноволнового излучения на уровне тропопаузы — границы раздела тропосферы

и стратосферы земной атмосферы, то сравнить их с полученными оценками I_{PB} по формуле (1) не представляется возможным. Однако несомненно, что оценки I_{PB} свидетельствуют о значительном нагреве поверхностного слоя океана в пределах ВЗК за счёт парникового эффекта и, следовательно, усилении процесса атмосферной конвекции и роста осадков.

Как известно, началом современного интенсивного глобального потепления можно считать 1979 г. (Climate..., 2013). В Мировом океане потепление началось в 1993 г. и обусловлено интенсивным повышением приповерхностной температуры воздуха главным образом в умеренных и высоких широтах океана Северного полушария. В области ВЗК до 2001 г. отмечался отрицательный тренд в ТА, и только после 2001 г. она начала быстро расти (Малинин, Вайновский, 2021a).

На *рис. 2* представлен межгодовой ход зонально-осреднённых индексов [Ga] и [Gs] в океанической области ВЗК (10° с. ш. – 10° ю. ш.). До 1999 г. отмечалось относительное ослабление индекса [Gs], но затем он начал резко расти, причём тренд [Gs] увеличился почти в два раза. Отметим, что рост ПЭ начался на два года раньше, чем потепление в ВЗК. Максимум [Gs] приходится на 2015 г. и соответствует очень сильному Эль-Ниньо. Другие положительные экстремумы также совпадают с Эль-Ниньо, а отрицательные — с Ла-Нинья. Что касается индекса [Ga], то он также вначале уменьшается до 1999 г., а затем начинает расти. Однако принципиальное отличие этих индексов друг от друга состоит в том, что если основной тренд [Gs] за период 1979–2018 гг. положительный и значимый, то тренд в [Ga] практически отсутствует (см. *табл. 1*), поскольку противоположные тренды за 1979–1999 и 1999–2018 гг. почти компенсируют друг друга. Корреляция между индексами составляет $r = 0,68$.

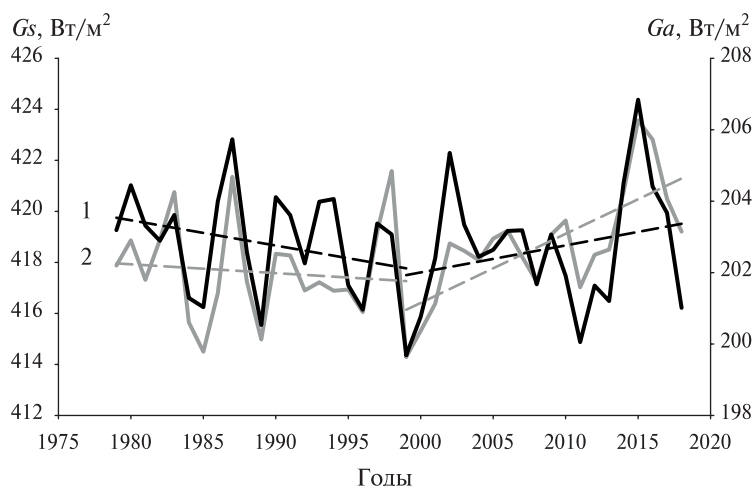


Рис. 2. Межгодовой ход зонально-осреднённых индексов [Ga] (1) и [Gs] (2) в океанической области ВЗК (10° с. ш. – 10° ю. ш.), $Вт/м^2$

Обратимся теперь к *рис. 3* (см. с. 287), на котором приводится межгодовой ход индекса [Gs] для широтной зоны 10° с. ш. – 10° ю. ш. отдельных океанов. Самые высокие значения индекса [Gs] отмечаются в Индийском океане, самые низкие — в Атлантическом. Наиболее высокая изменчивость индекса [Gs] свойственна Тихому океану. При этом в Тихом океане до 1999 г. был значимый отрицательный тренд, после которого ПЭ стал интенсивно расти. В Атлантическом океане тренд до 1997 г. отсутствовал, в Индийском океане слабый положительный тренд отмечался до 1992 г. Точке «перелома» соответствует наименьший экстремум временного ряда. Таким образом, ПЭ в каждом из океанов в значительной степени определяется региональными гидрометеорологическими процессами.

Несложно сравнить *рис. 3* с аналогичным рисунком в работе (Малинин, Вайновский, 2021a), на котором даётся межгодовой ход ТА в каждом океане в области ВЗК. Самый тёплый океан — Индийский, самый холодный — Атлантический. Как и следовало ожидать, это совпадает с индексом [Gs]. В Индийском океане интенсивное потепление начинается с 1984 г.,

в Атлантическом — с 1994 г., а в Тихом — с 1999 г. Соответствие ПЭ изменениям ТА по фазе отмечается только в Тихом океане. Потепление в Атлантическом и Индийском океанах началось раньше роста ПЭ и, очевидно, обусловлено действием других факторов.

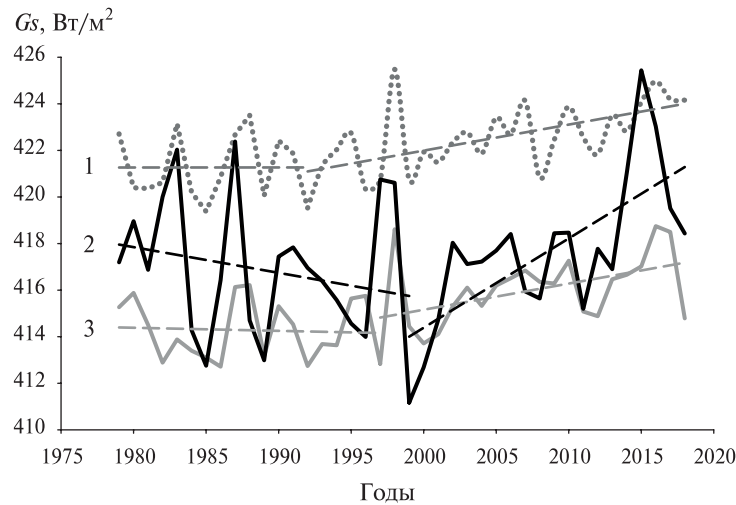


Рис. 3. Межгодовой ход осреднённых по области 10° с.ш. – 10° ю.ш. годовых значений индекса [Gs] (Вт/м²) для Индийского (1), Тихого (2) и Атлантического (3) океана. Штриховые линии — локальные тренды

Рассмотрим теперь оценки тренда индекса Gs в зонах 0–10° с.ш. и 0–10° ю.ш. для отдельных океанов (табл. 2). Нетрудно видеть, что, хотя все тренды положительные, в Тихом океане они незначимые. В Индийском океане тренды в зонах севернее и южнее экватора практически одинаковы, в то время как в Атлантическом и Тихом океане тренды в зоне 0–10° с.ш. значительно выше трендов в зоне 0–10° ю.ш. Это превышение в Тихом океане составляет почти два раза, а в Атлантическом достигает четырёх раз. Причиной тому может быть тот факт, что ВЗК в восточной части Тихого океана и практически на всей акватории Атлантического океана находится круглый год в Северном полушарии.

Таблица 2. Оценки коэффициента тренда индекса Gs (a_1 , Вт·м⁻²·год⁻¹) в зонах 0–10° с.ш. и 0–10° ю.ш. для отдельных океанов и ВЗК в целом

Зона	АО	ИО	ТО	ВЗК
0–10° с.ш.	0,130	0,081	0,077	0,087
0–10° ю.ш.	0,032	0,078	0,048	0,056

Чтобы понять, как это различие отражается в климатических характеристиках, обратимся к табл. 3, в которой представлены индексы тренда для характеристик тепло- и влагообмена в системе «океан – атмосфера» в Атлантическом океане. Поскольку данные характеристики имеют разную размерность, то их тренды нельзя сравнивать друг с другом. В связи с этим введём в рассмотрение безразмерный индекс тренда, который представляет собой отношение размаха линейного тренда ($a_1 n$) к среднему значению характеристики (X_{cp}) и выражается в процентах (Малинин и др., 2018), т. е.

$$I_{тр} = \frac{a_1 n}{X_{cp}}, \quad (2)$$

где a_1 — коэффициент линейного тренда, характеризующий скорость изменения X в год; n — промежуток времени в годах. Индекс тренда $I_{тр}$ уже удобно использовать для сравнения характеристик разной размерности.

Таблица 3. Оценки индекса тренда ($I_{тр}$) и коэффициентов корреляции индекса Gs с характеристиками тепло- и влагообмена ($r_{(Gs, X)}$) в системе «океан – атмосфера» в зонах 0–10° с. ш. и 0–10° ю. ш. в Атлантическом океане. При уровне значимости $\alpha = 0,05$ коэффициент корреляции равен 0,31

Параметр	Зона	Осадки	Испарение	ТА	ТПО	ВА
$I_{тр}$	0–10° с. ш.	26,60	1,14	2,13	1,93	4,27
	0–10° ю. ш.	–8,70	5,79	1,73	1,69	–1,41
$r_{(Gs, X)}$	0–10° с. ш.	0,66	0,12	0,84	0,79	0,88
	0–10° ю. ш.	0,27	0,50	0,69	0,72	0,69

Из табл. 3 видно, что тренды в ТА и ТПО почти одинаковы и значительно меньше трендов в осадках, испарении южнее экватора и в ВА севернее экватора. Тренды в осадках и в ВА севернее экватора имеют трёхкратное превышение над аналогичными трендами в осадках и ВА южнее экватора, которые даже отрицательные. Тренд в испарении, наоборот, в пять раз выше южнее экватора.

Поскольку ВЗК в Атлантическом океане практически круглый год находится севернее экватора, то большая часть испарившейся в зоне 0–10° ю. ш. влаги юго-восточным пассатом переносится через экватор. Здесь она повышает ВА, а её значительная часть выпадает в виде осадков. Корреляция испарения южнее экватора с ВА и осадками севернее экватора составляет соответственно $r = 0,67$ и $r = 0,76$. В Тихом океане эта корреляция на таком же уровне. Итак, *значительный тренд в испарении южнее экватора приводит к росту тренда в ВА и осадках севернее экватора.*

Как известно, водяной пар — главный парниковый газ, вклад которого в ПЭ достигает 75–80 % (Смирнов, 2017; Schmidt et al., 2010). В ВЗК его роль в ПЭ становится доминирующей. Корреляция Gs с ВА в зоне 0–10° с. ш. в Атлантическом океане достигает $r = 0,88$ (см. табл. 3). Поэтому почти трёхкратное повышение тренда ВА в зоне 0–10° с. ш. над зоной 0–10° ю. ш. практически объясняет аналогичный рост тренда Gs севернее экватора. По сути, *испарение южнее экватора не только вносит значительный вклад в формирование мощного тренда в осадках севернее экватора в Атлантическом океане, но и способствует четырёхкратному повышению парникового эффекта через влагосодержание атмосферы.* В свою очередь, ПЭ обеспечивает рост ТА и ТПО.

Отметим, что в исследованиях зарубежных авторов, которые обобщаются в Оценочных докладах Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) (Climate..., 2013), категорически отвергается даже возможность влияния водяного пара на ПЭ из-за наличия положительной обратной связи между ТА и ВА. Так, эксперты МГЭИК указывают, что *«увеличение концентрации водяного пара является ключевым следствием, но не причиной процесса глобального потепления и, следовательно, полностью обусловлено положительной обратной связью между ними».* Если «полностью», значит, связь между ТА и ВА должна быть близкой к функциональной. В этом случае игнорируется влияние влагообмена между океаном и атмосферой на *«увеличение концентрации водяного пара».* Однако, как видно из табл. 4, воздействие влагообмена между океаном и атмосферой на межгодовую изменчивость ВА весьма значительно. В Индийском и Тихом океанах корреляция между разностью $P - E$ и ВА в обеих широтных зонах составляет $r > 0,75$ и только в Атлантическом океане она несколько меньше. Но во всех океанах она превышает «положительную обратную связь» между ВА и ТА. Вследствие этого связь между ТА и ВА не может быть функциональной в принципе.

Действительно, в работах (Малинин, Вайновский, 2021б; Малинин и др., 2018) показано, что даже для Мирового океана связь между ТА и ВА функциональной не является. В Атлантическом океане корреляция ВА с ТА в зонах 0–10° с. ш. и 0–10° ю. ш. составляет $r = 0,61$ и $r = 0,32$ (см. табл. 4). В Индийском океане корреляция вообще незначимая, т. е. носит случайный характер, и только в Тихом океане она несколько выше 0,70. Очевидно, положительная обратная связь между ТА и ВА в этих зонах работает лишь частично.

Таблица 4. Оценка коэффициентов корреляции индекса Gs с характеристиками тепло- и влагообмена ($r_{(Gs, X)}$) в системе «океан – атмосфера» и характеристик друг с другом в зонах 0–10° с. ш. и 0–10° ю. ш. отдельных океанов и ВЗК в целом

Зона	Корреляция	АО	ИО	ТО	ВЗК
0–10° с. ш.	$r_{(Gs, TA)}$	0,84	0,63	0,88	0,84
	$r_{(Gs, BA)}$	0,88	0,80	0,82	0,84
	$r_{(BA, TA)}$	0,61	0,26	0,72	0,78
	$r_{(BA, P-E)}$	0,62	0,77	0,78	0,65
	$r_{(P, P-E)}$	0,98	0,93	0,98	0,96
0–10° ю. ш.	$r_{(Gs, TA)}$	0,70	0,65	0,90	0,82
	$r_{(Gs, BA)}$	0,67	0,74	0,87	0,84
	$r_{(BA, TA)}$	0,32	0,19	0,79	0,75
	$r_{(BA, P-E)}$	0,66	0,76	0,79	0,92
	$r_{(P, P-E)}$	0,96	0,95	0,95	0,92

Итак, с одной стороны, ВА непосредственно через ПЭ в значительной степени влияет на межгодовую изменчивость ТА. Но с другой стороны, рост ТА повышает влагоёмкость атмосферы и, соответственно, в определённой мере увеличивает ВА. При этом максимальное влияние ПЭ на ТА проявляется в Тихом океане, а минимальное — в Индийском, где под воздействием индийского муссона положительная обратная связь между ТА и ВА практически отсутствует.

Индийский океан принципиально отличается от Атлантического и Тихого ярко выраженной муссонной циркуляцией и тем, что ВЗК мигрирует между полушариями. Поэтому характер связи между гидрометеорологическими параметрами здесь также иной (табл. 5). Хотя тренд в осадках в зоне севернее экватора по своей мощности близок к аналогичным трендам в Атлантическом и Тихом океанах, в его формировании не участвует испарение в обеих широтных зонах. Кроме того, близка к нулевой корреляционная связь осадков с ТА и ТПО. Впрочем, это справедливо также для корреляции ВА с ТА и ТПО.

Таблица 5. Оценки индекса тренда гидрометеорологических параметров (рассчитанного по формуле (2)) и коэффициентов корреляции между ними для широтных зон 0–10° с. ш. и 0–10° ю. ш. Индийского океана. При уровне значимости $\alpha = 0,05$ коэффициент корреляции равен 0,31

Параметр	Зона	Осадки	Испарение	ТА	ТПО	ВА
$I_{тр}$	0–10° с. ш.	19,73	12,34	1,32	1,85	1,51
	0–10° ю. ш.	–5,19	13,70	1,77	1,93	–1,03
$r_{(Gs, X)}$	0–10° с. ш.	0,66	0,22	0,63	0,68	0,80
	0–10° ю. ш.	0,51	0,35	0,65	0,82	0,74
$r_{(P, X)}$	0–10° с. ш.	–	–0,02	0,06	0,12	0,76
	0–10° ю. ш.	–	0,31	–0,08	0,03	0,73
$r_{(BA, X)}$	0–10° с. ш.	0,76	–0,19	0,26	0,21	–
	0–10° ю. ш.	0,73	0,05	0,19	0,36	–

В результате мощной конвекции в тропосфере облака вертикального развития, приводящие к формированию и выпадению осадков, простираются в ВЗК в высоту не менее 10 км. Примерно до такой же высоты при определении ВА следует учитывать и содержание водяного пара. В связи с этим индекс Ga, характеризующий радиационное воздействие на всю

толщу атмосферы, должен оказывать влияние на изменчивость осадков. В табл. 6 приводятся коэффициенты корреляции индекса Ga в зонах севернее и южнее экватора с годовыми значениями осадков, BA и TA в различных океанах. Как известно, используемое в индексе Ga собственное длинноволновое излучение подстилающей поверхности в соответствии с законом Стефана–Больцмана пропорционально температуре в четвёртой степени, большая часть которого поглощается уже в нижних слоях атмосферы, преимущественно водяным паром, водой, углекислым газом. Так как именно водяной пар даёт доминирующий вклад в ПЭ, то это объясняет наличие высокой корреляции BA с индексом Ga.

Таблица 6. Оценки коэффициентов корреляции индекса Ga с гидрометеорологическими параметрами в зонах 0–10° с. ш. и 0–10° ю. ш. в отдельных океанах

Зона	Атлантический океан			Индийский океан			Тихий океан		
	P	BA	TA	P	BA	TA	P	BA	TA
0–10° с. ш.	0,75	0,70	0,45	0,77	0,77	–0,17	0,93	0,87	0,66
0–10° ю. ш.	0,83	0,76	0,08	0,51	0,58	0,05	0,91	0,91	0,82

Из табл. 6 также видно, что влияние TA на индекс Ga в Атлантическом и Индийском океанах через SULR носит случайный характер и только в Тихом океане оно существенно, что, очевидно, связано с развитием процессов ЭНЮК. Но даже в Тихом океане возможное влияние TA на изменчивость индекса Ga заметно меньше воздействия Ga на осадки, которое проявляется через развитие конвекции в тропосфере. Наиболее значительно оно для Тихого океана, где связь близка к функциональной. В целом для ВЗК корреляция между Ga и P для зоны севернее экватора составляет $r = 0,82$, а южнее экватора $r = 0,79$. Хотя BA представляется наиболее важным фактором воздействия на изменчивость индекса Ga, однако оно несколько меньше по сравнению с его влиянием на индекс Gs в Атлантическом и Индийском океанах. Возможно, это связано с более слабой положительной обратной связью BA со средней температурой атмосферы. У поверхности океана она сильнее.

Выше было указано о соответствии положительных экстремумов индекса Gs с Эль-Ниньо, а отрицательных — с Ла-Нинья. В табл. 7 приводятся коэффициенты корреляции данного индекса с индексами ЭНЮК (N_{3+4} , SOI, MEI) для широтных зон отдельных океанов и ВЗК в целом. N_{3+4} представляет ТПО в районе, ограниченном 5° с. ш. – 5° ю. ш. и 120° з. д. – 170° в. д.; SOI (англ. South Oscillation Index) — индекс Южного колебания, который рассчитывается как разность атмосферного давления между о. Таити и г. Дарвин на севере Австралии; MEI (англ. Multivariate ENSO Index) — комплексный индекс, представляющий первую главную компоненту из шести метеорологических и океанологических параметров.

Из табл. 7 видно, что довольно высокая корреляция, особенно с индексом N_{3+4} , отмечается в обеих зонах Тихого океана. Для других океанов она носит случайный характер. Для восточных районов Тихого океана, где ВЗК круглый год находится севернее экватора, корреляция с индексом N_{3+4} ещё выше. Отметим, что физический смысл связи N_{3+4} с радиационными индексами противоположный. Если N_{3+4} через SULR оказывает определённое воздействие на Ga, то Gs через ПЭ в значительной степени влияет на изменчивость ТПО N_{3+4} .

Таблица 7. Оценки коэффициентов корреляции индекса ЭНЮК с индексами Gs и Ga для широтных зон Тихого океана

Индекс ЭНЮК	Индекс Gs		Индекс Ga	
	0–10° с. ш.	0–10° ю. ш.	0–10° с. ш.	0–10° ю. ш.
N_{3+4}	0,78	0,74	0,65	0,75
SOI	–0,58	–0,60	–0,42	–0,79
MEI	0,68	0,69	0,44	0,86

В соответствии со схемой меридиональной циркуляции на *рис. 1* осадки представляют собой «топливо», которое приводит в действие ячейки Хэдли и Ферреля. Поэтому важно определить главные факторы формирования изменчивости осадков, причём в первую очередь — в зоне севернее экватора. Исходя из этого был выполнен расчёт пошаговой регрессионной модели изменчивости осадков в зоне ВЗК 0–10° с. ш., в которой предикторами задавались все гидрометеорологические параметры в данной зоне (севернее экватора (сэ)), включая индексы G_a , G_s , а также испарение в зоне 0–10° ю. ш. (южнее экватора (юэ)), в значительной степени влияющие на изменчивость осадков севернее экватора. В результате межгодовую изменчивость осадков с высокой точностью удалось описать простым уравнением в стандартизованном виде:

$$Z_{[P]_{сэ}} = 0,51Z_{[G_a]_{сэ}} + 0,54Z_{[E]_{юэ}}. \quad (3)$$

Коэффициент детерминации зависимости (3) составляет $R^2 = 0,87$, а стандартная ошибка модели в долях СКО — $\xi = 0,32$. Влияние индекса $[G_a]_{сэ}$ на осадки проявляется через конвекцию в толще тропосферы. Третий предиктор в модели (ТА) увеличивает R^2 менее чем на 0,02, поэтому им уже можно пренебречь. Следует отметить, что безразмерные тренды в параметрах P и E тоже почти совпадают (коэффициенты тренда соответственно 0,059 и 0,064 год⁻¹), что свидетельствует о формировании тренда в осадках за счёт испарения. Тренд $Z_{[G_a]_{сэ}}$ по величине меньше трендов в P и E более чем в два раза (0,025 год⁻¹). Зная коэффициенты корреляции $[P]_{сэ}$ с переменными в уравнении (3), нетрудно оценить их вклад в коэффициент детерминации: $R^2 = 0,44 + 0,43 = 0,87$. Отсюда следует, что $[G_a]_{сэ}$ и $[E]_{юэ}$ практически одинаково влияют на изменчивость осадков. Если в качестве предикторов использовать G_a и E для отдельных океанов, то эти предикторы в Тихом океане дают доминирующий вклад ($R^2 = 0,84$) в дисперсию $[P]_{сэ}$. Аналогичные расчёты были выполнены также для зоны южнее экватора. Получено уравнение с теми же предикторами ($[G_a]_{юэ}$, $[E]_{юэ}$), однако точность его заметно меньше ($R^2 = 0,69$).

Итак, *межгодовая изменчивость ПЭ в тропосфере и испарение в зоне 0–10° ю. ш. оказывают доминирующее влияние на изменчивость осадков в ВЗК.*

В свою очередь, испарение в экваториальной зоне в значительной степени зависит от вертикального перепада температуры в приводном слое ($\Delta T = \text{ТПО} - \text{ТА}$) вследствие малой изменчивости горизонтальной скорости ветра в пассатной зоне (Малинин, Вайновский, 2021a). Действительно, между годовыми значениями $[E]$ и $[\Delta T]$ в области 10° с. ш. – 10° ю. ш. Мирового океана отмечается высокая согласованность экстремумов и близость трендов. Коэффициент корреляции между $[E]$ и $[\Delta T]$ составляет $r = 0,83$. Самая высокая корреляция свойственна Тихому океану, наиболее слабая — Индийскому океану.

Заключение

В настоящей работе выполнены расчёты радиационных индексов G_a и G_s , характеризующих парниковый эффект, а также параметров тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой за 40-летний период (1979–2018) для области ВЗК в целом (10° с. ш. – 10° ю. ш.) и в отдельных океанах. Показано, что тренды индекса G_a являются незначимыми для всех океанов, поскольку повышение ТА у подстилающей поверхности компенсируется её уменьшением в стратосфере. В индексе G_s положительные тренды проявляются отчётливо во всех океанах, что свидетельствует о значительном прогреве поверхностного слоя океана за счёт ПЭ. Принципиальное различие индексов G_a и G_s состоит в том, что если G_a характеризует ПЭ толщи атмосферы и влияет в основном на изменчивость атмосферных процессов, то G_s через ПЭ формирует положительные тренды в характеристиках тепло- и влагообмена между океаном и атмосферой и одновременно влияет на их межгодовую изменчивость.

Результаты статистического анализа позволяют составить концептуальную схему взаимосвязи межгодовой изменчивости гидрометеорологических параметров в ВЗК (*рис. 4*). Все стрелки основаны на высокой значимой корреляции между этими параметрами.

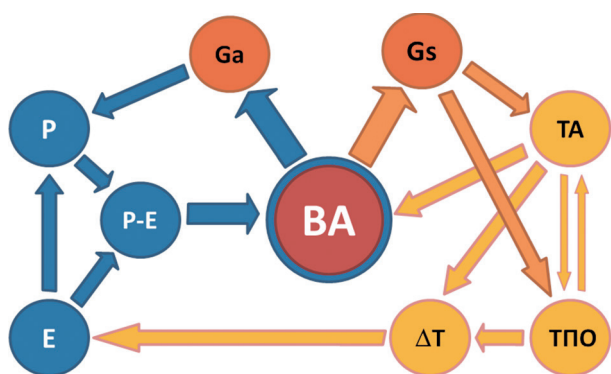


Рис. 4. Концептуальная схема взаимосвязи межгодовой изменчивости гидрометеорологических параметров в ВЗК

На рис. 4 нетрудно видеть два блока взаимодействия, которые связаны друг с другом. Центральным элементом в этой схеме является ВА, которое одновременно влияет на формирование изменчивости G_a , на тренд и изменчивость G_s . Рассмотрим вначале левый блок процессов влагообмена. В результате повышения (понижения)

ВА происходит усиление (ослабление) индекса G_a . В результате повышается (понижается) температура тропосферы, усиливается (ослабляется) конвекция и, как следствие, возрастает (уменьшается) количество выпадающих осадков. Однако мощный тренд в осадках может вызываться только под влиянием испарения. В данном случае в его формировании принимают участие обе широтные зоны, причём зона южнее экватора — определяющая. Из уравнения (3) следует, что вклад испарения и ПЭ в дисперсию осадков практически одинаков. Другое важное следствие процессов влагообмена состоит в том, что на изменчивость разности $P - E$ доминирующее влияние оказывают осадки. Поэтому тренд и изменчивость $P - E$ в значительной степени влияют на формирование тренда и изменчивости ВА. Далее эта последовательность процессов в блоке процессов влагообмена будет повторяться.

Рассмотрим теперь правый блок процессов теплообмена. Влияние ВА на индекс G_s доминирующее. В результате ПЭ повышается температура воздуха и воды поверхностного слоя океана. Вследствие положительной обратной связи происходит определённое влияние ТА на ВА, которое затем через ПЭ воздействует обратно на ТА. Итак, ТА и $P - E$ примерно одинаково влияют на изменчивость ВА. Однако тренд в ВА формируется исключительно за счёт процессов влагообмена, так как тренды в P и E в разы превышают тренд в ТА. Отметим также, что тренд и межгодовая изменчивость испарения по существу контролируются вертикальным градиентом температуры ΔT в приводном слое вследствие того, что другой важнейший фактор формирования испарения — скорость ветра — имеет малую изменчивость в пассатной зоне океана, а перепад влажности почти функционально зависит от перепада температуры.

Особого внимания в схеме на рис. 4 заслуживают осадки в зоне ВЗК севернее экватора. Здесь они имеют максимальные значения, максимальные положительные тренды, а с учётом огромного количества тепла, выделяемого в атмосферу при конденсации водяного пара, именно осадки определяют интенсивность восходящей ветви ячейки Хэдли. Если ВЗК представляется локомотивом современного изменения климата (Малинин, Вайновский, 2021a), то осадки служат «топливом» меридиональной циркуляции атмосферы, причём их влияние не ограничивается ячейкой Хэдли, а распространяется и на ячейку Ферреля. При этом доминирующее влияние на осадки оказывают всего два параметра: ПЭ в тропосфере, определяемый по индексу G_a , и испарение в зоне $0-10^\circ$ ю. ш., которые описывают 87 % дисперсии межгодовой изменчивости осадков в главной зоне ВЗК — севернее экватора. В зоне южнее экватора вклад этих параметров в дисперсию осадков в данной зоне составляет 69 %.

Предложенная на рис. 4 схема взаимосвязи межгодовой изменчивости гидрометеорологических параметров в ВЗК нуждается в дополнительной проверке и подтверждении с использованием других данных и методов дистанционного зондирования Земли из космоса. Прежде всего, это касается компонентов влагообмена между океаном и атмосферой. Если точность оценок ВА над океаном при помощи спутниковых сверхвысокочастотных спектрометров-поляриметров считается довольно высокой, то ситуация с определением испарения и особенно осадков по данным спутниковых архивов (HOAPS-3 (англ. Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data), PMWC (англ. Passive Microwave Water Cycle Dataset), MERRA (англ. Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications), ERA-40 (англ. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis), CFSR (англ. Climate

Forecast System Reanalysis) и др.) свидетельствует об их весьма низкой точности (Малинин, Гордеева, 2016). Так как альтернативы спутниковой информации нет, то совершенствование старых и разработка новых дистанционных методов измерений и расчётов составляющих водного баланса над океаном остаётся крайне важной актуальной задачей современной гидрометеорологии.

Работа выполнена в рамках темы госзадания FSZU-2020-0009 (Российский государственный гидрометеорологический университет) и частично FMWE-2021-0014 (Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН).

Литература

1. Малинин В. Н. Влагообмен в системе океан – атмосфера. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 197 с.
2. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: РГГМУ, 2008. 408 с.
3. Малинин В. Н., Вайновский П. А. (2021a) Влагообмен между океаном и атмосферой во внутритропической зоне конвергенции // Гидрометеорология и экология. 2021. № 63. С. 255–278. DOI: 10.33933/2713-3001-2021-63-255-278.
4. Малинин В. Н., Вайновский П. А. (2021b) 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. С. 9–25. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-9-25.
5. Малинин В. Н., Гордеева С. М. Изменчивость испарения и осадков над океаном по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 4. С. 23–34. DOI: 10.7868/S0205961416040047.
6. Малинин В. Н., Гордеева С. М., Наумов Л. М. Влаго содержание 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.
7. Смирнов Б. М. Физика глобальной атмосферы. Парниковый эффект, атмосферное электричество, эволюция климата: учеб. пособие. Долгопрудный: Изд. дом «Интеллект», 2017. 256 с.
8. Basconcillo J., Moon I.-J., Wang B., Mistry M. Possible influence of the warm pool ITCZ on compound climate extremes during the boreal summer // Environmental Research Letters. 2021. V. 16. No. 11. Article 114039. DOI: 10.1088/1748-9326/ac30f8.
9. Bellomo K., Clement A. C. Evidence for weakening of the Walker circulation from cloud observations // Geophysical Research Letters. 2015. V. 42. No. 18. P. 7758–7766. DOI: 10.1002/2015GL065463.
10. Berry G., Reeder M. J. Objective identification of the intertropical convergence zone: climatology and trends from the ERA-Interim // J. Climate. 2014. V. 27. No. 5. P. 1894–1909. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00339.1.
11. Bischoff T., Schneider T. Energetic constraints on the position of the intertropical convergence zone // J. Climate. 2014. V. 27. No. 13. P. 4937–4951. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00650.1.
12. Boer G. J. Climate change and the regulation of the surface moisture and energy budgets // Climate Dynamics. 1993. V. 8. No. 5. P. 225–239. DOI: 10.1007/BF00198617.
13. Bony S., Stevens B., Coppin D. et al. Thermodynamic control of anvil cloud amount // Proc. National Academy of Sciences. 2016. V. 113. No. 32. P. 8927–8932. DOI: 10.1073/pnas.1601472113.
14. Byrne M. P., Schneider T. Narrowing of the ITCZ in a warming climate: Physical mechanisms // Geophysical Research Letters. 2016. V. 43. No. 21. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2016GL070396>
15. 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. 4. No. 4. P. 355–370. DOI: 10.1007/s40641-018-0110-5.
16. Chung E.-S., Soden B. J. An assessment of direct radiative forcing, radiative adjustments, and radiative feedbacks in coupled ocean–atmosphere models // J. Climate. 2015. V. 28. No. 10. P. 4152–4170. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00436.1.
17. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: IPCC Report / eds. T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P. M. Midgley. Cambridge, N. Y.: Cambridge Univ. Press, 2013. 1535 p.
18. Donohoe A., Marshall J., Ferreira D. et al. The interannual variability of tropical precipitation and interhemispheric energy transport // J. Climate. 2014. V. 27. No. 9. P. 3377–3392. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00499.1.

19. Fasullo J., Trenberth K. The annual cycle of the energy budget. Part II: Meridional structures and poleward transports // *J. Climate*. 2008. V. 21. P. 2313–2325. DOI: 10.1175/2007JCLI1936.1.
20. Flerchinger G. N., Xaio W., Marks D. et al. Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation // *Water Resources Research*. 2009. V. 45. Article W03423. DOI: 10.1029/2008WR007394.
21. Guo Y., Cheng J., Liang S. Comprehensive assessment of parameterization methods for estimating clear-sky surface downward longwave radiation // *Theoretical and Applied Climatology*. 2019. No. 135. P. 1045–1058. DOI: 10.1007/s00704-018-2423-7.
22. Hansen J., Sato M., Ruedy R. et al. Efficacy of climate forcings // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2005. V. 110. Article D18. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005JD005776>.
23. Kanamitsu M. Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System // *Weather and Forecasting*. 1989. V. 4. No. 3. P. 335–342. DOI: 10.1175/1520-0434(1989)004<0335:DOTNGD>2.0.CO;2.
24. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J. et al. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) // *Bull. American Meteorological Society*. 2002. V. 83. No. 11. P. 1631–1644. DOI: 10.1175/BAMS-83-11-1631.
25. Kang S. M., Shin Y., Xie S.-P. Extratropical forcing and tropical rainfall distribution: energetics framework and ocean Ekman advection // *J. Climate and Atmospheric Science*. 2018. V. 1. No. 1. Article 20172. DOI: 10.1038/s41612-017-0004-6.
26. Liu C., Liao X., Qiu J. et al. Observed variability of intertropical convergence zone over 1998–2018 // *Environmental Research Letters*. 2020. V. 15. No. 10. Article 104011. DOI: 10.1088/1748-9326/aba033.
27. Maycock A. C., Randel W. J., Steiner A. K. et al. Revisiting the mystery of recent stratospheric temperature trends // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45. No. 18. P. 9919–9933. DOI: 10.1029/2018GL078035.
28. Philander S. G. H., Gu D., Lambert G. et al. Why the ITCZ is mostly north of the equator // *J. Climate*. 1996. V. 9. No. 12. P. 2958–2972. DOI: 10.1175/1520-0442(1996)009<2958:WTIIMN>2.0.CO;2.
29. Randel W. J., Smith A. K., Wu F., Zou C.-Z., Qian H. Stratospheric temperature trends over 1979–2015 derived from combined SSU, MLS, and SABER satellite observations // *J. Climate*. 2016. V. 29. No. 13. P. 4843–4859. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0629.1.
30. Raval A., Ramanathan V. Observational determination of the greenhouse effect // *Nature*. 1989. V. 342. No. 6251. P. 758–761. DOI: 10.1038/342758a0.
31. Schmidt G. A., Ruedy R. A., Miller R. L., Lacis A. A. Attribution of the present-day total greenhouse effect // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2010. V. 115. Article D20. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010JD014287>.
32. Song J., Wang Y., Tang J. A Hiatus of the Greenhouse Effect // *Scientific Reports*. 2016. V. 6. No. 1. Article 33315. DOI: 10.1038/srep33315.
33. Webb M. J., Slingo A., Stephens G. L. Seasonal variations of the clear-sky greenhouse effect: the role of changes in atmospheric temperatures and humidities // *Climate Dynamics*. 1993. V. 9. No. 3. P. 117–129. DOI: 10.1007/BF00209749.
34. Wodzicki K. R., Rapp A. D. Long-term characterization of the Pacific ITCZ using TRMM, GPCP, and ERA-Interim // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2016. V. 121. No. 7. P. 3153–3170. DOI: 10.1002/2015JD024458.

On relationship between interannual variability of heat and moisture exchange parameters of the ocean-atmosphere system in the intertropical convergence zone

V. N. Malinin¹, P. A. Vainovsky², S. M. Gordeeva^{1,3}

¹ *Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg 192007, Russia*
E-mail: malinin@rshu.ru

² *OOO Prognoz, Saint Petersburg 197022, Russia*

³ *Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow 117997, Russia*

The results of calculations of the radiation indices G_a and G_s characterizing the greenhouse effect, as well as the parameters of heat and moisture exchange between the ocean and the atmosphere over a 40-year period (1979–2018) for individual oceans and the oceanic region of the intertropical convergence zone (ITCZ) are discussed as a whole (10° N – 10° S), based on NCEP–DOE Atmospheric

Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis archive data. The fundamental difference between the indices Ga and Gs is that if Ga characterizes the greenhouse effect of the atmosphere and mainly affects the variability of atmospheric convection and precipitation, then Gs, through the greenhouse effect, forms positive trends in the characteristics of heat and moisture exchange between the ocean and the atmosphere and simultaneously affects their interannual variability. A conceptual diagram of the relationship between the interannual variability of hydrometeorological parameters in the ITCZ has been compiled. The dominating effect of total precipitable water (TPW) is shown simultaneously on the formation of the interannual variability of Ga, as well as on the trend and variability of Gs. At the same time, the surface air temperature in the near-water layer of the ocean and the difference between precipitation and evaporation approximately equally affect surface air temperature variability. However, the trend in TPW is formed exclusively due to moisture exchange processes, since the trends in precipitation and evaporation are several times higher than the trend in surface air temperature. It is shown that precipitation determines the intensity of the ascending branch of the Hadley cell; serves as the “motor” of the meridional circulation of the atmosphere. At the same time, only 2 parameters have a dominant effect on precipitation: greenhouse effect in the troposphere, determined by the Ga index, and evaporation in the zone 0–10° S, which describe 87 % of the dispersion of interannual precipitation variability in the main zone of the ITCZ, north of the equator.

Keywords: greenhouse effect, intertropical convergence zone, ITCZ, Hadley cell, radiation indices, ocean heat and moisture exchange, trends

Accepted: 12.07.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-4-281-296

References

1. Malinin V. N., *Vlagoobmen v sisteme okean-atmosfera* (Moisture exchange in the ocean-atmosphere system), Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 1994, 197 p. (in Russian).
2. Malinin V. N., *Statisticheskie metody analiza gidrometeorologicheskoi informatsii* (Statistical methods of analysis of hydrometeorological information), Saint Petersburg: RGGMU, 2008, 408 p. (in Russian).
3. Malinin V. N., Vainovskii P. A. (2021a), Moisture exchange between the ocean and the atmosphere in the intertropical convergence zone, *Gidrometeorologiya i ekologiya*, 2021, No. 63, pp. 255–278 (in Russian), DOI: 10.33933/2713-3001-2021-63-255-278.
4. Malinin V. N., Vainovsky P. A. (2021b), Trends in moisture exchange components in the ocean–atmosphere system under global warming according to the Reanalysis-2 archive, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2021, Vol. 18, No. 3, pp. 9–25 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-9-25.
5. Malinin V. N., Gordeeva S. M., Variability of evaporation and precipitation over the ocean according to satellite data, *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2016, No. 4, pp. 23–34 (in Russian), DOI: 10.7868/S0205961416040047.
6. 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*, 2018, Vol. 15, No. 3, pp. 243–251 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-243-251.
7. Smirnov B. M., *Fizika global'noi atmosfery. Parnikovi ehffekt, atmosfernoe elektrichestvo, evolyutsiya klimata* (Physics of the global atmosphere. Greenhouse effect, atmospheric electricity, climate evolution), Dolgoprudnyi: Izd. dom “Intellect”, 2017, 256 p. (in Russian).
8. Basconcillo J., Moon I.-J., Wang B., Mistry M., Possible influence of the warm pool ITCZ on compound climate extremes during the boreal summer, *Environmental Research Letters*, 2021, Vol. 16, No. 11, Article 114039, DOI: 10.1088/1748-9326/ac30f8.
9. Bellomo K., Clement A. C., Evidence for weakening of the Walker circulation from cloud observations, *Geophysical Research Letters*, 2015, Vol. 42, No. 18, pp. 7758–7766, DOI: 10.1002/2015GL065463.
10. Berry G., Reeder M. J., Objective identification of the intertropical convergence zone: climatology and trends from the ERA-Interim, *J. Climate*, 2014, Vol. 27, No. 5, pp. 1894–1909, DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00339.1.
11. Bischoff T., Schneider T., Energetic constraints on the position of the intertropical convergence zone, *J. Climate*, 2014, Vol. 27, No. 13, pp. 4937–4951, DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00650.1.
12. Boer G. J., Climate change and the regulation of the surface moisture and energy budgets, *Climate Dynamics*, 1993, Vol. 8, No. 5, pp. 225–239, DOI: 10.1007/BF00198617.
13. Bony S., Stevens B., Coppin D. et al., Thermodynamic control of anvil cloud amount, *Proc. National Academy of Sciences*, 2016, Vol. 113, No. 32, pp. 8927–8932, DOI: 10.1073/pnas.1601472113.

14. Byrne M. P., Schneider T., Narrowing of the ITCZ in a warming climate: Physical mechanisms, *Geophysical Research Letters*, 2016, Vol. 43, No. 21, <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2016GL070396>.
15. 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, Vol. 4, No. 4, pp. 355–370, DOI: 10.1007/s40641-018-0110-5.
16. Chung E.-S., Soden B.J., An assessment of direct radiative forcing, radiative adjustments, and radiative feedbacks in coupled ocean–atmosphere models, *J. Climate*, 2015, Vol. 28, No. 10, pp. 4152–4170, DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00436.1.
17. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Report*, Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.), Cambridge; New York: Cambridge Univ. Press, 2013, 1535 p.
18. Donohoe A., Marshall J., Ferreira D., Armour K., McGee D., The interannual variability of tropical precipitation and interhemispheric energy transport, *J. Climate*, 2014, Vol. 27, No. 9, pp. 3377–3392, DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00499.1.
19. Fasullo J., Trenberth K., The annual cycle of the energy budget. Part II: Meridional structures and poleward transports, *J. Climate*, 2008, Vol. 21, pp. 2313–2325, DOI: 10.1175/2007JCLI1936.1.
20. Flerchinger G. N., Xie W., Marks D., Sauer T. J., Yu Q., Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation, *Water Resources Research*, 2009, Vol. 45, Article W03423, DOI: 10.1029/2008WR007394.
21. Guo Y., Cheng J., Liang S., Comprehensive assessment of parameterization methods for estimating clear-sky surface downward longwave radiation, *Theoretical and Applied Climatology*, 2019, No. 135, pp. 1045–1058, DOI: 10.1007/s00704-018-2423-7.
22. Hansen J., Sato M., Ruedy R. et al., Efficacy of climate forcings, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2005, Vol. 110, Article D18, <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005JD005776>.
23. Kanamitsu M., Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System, *Weather and Forecasting*, 1989, Vol. 4, No. 3, pp. 335–342, DOI: 10.1175/1520-0434(1989)004<0335:DOTNGD>2.0.CO;2.
24. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J. et al., NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bull. American Meteorological Society*, 2002, Vol. 83, No. 11, pp. 1631–1644, DOI: 10.1175/BAMS-83-11-1631.
25. Kang S. M., Shin Y., Xie S.-P., Extratropical forcing and tropical rainfall distribution: energetics framework and ocean Ekman advection, *J. Climate and Atmospheric Science*, 2018, Vol. 1, No. 1, Article 20172, DOI: 10.1038/s41612-017-0004-6.
26. Liu C., Liao X., Qiu J. et al., Observed variability of intertropical convergence zone over 1998–2018, *Environmental Research Letters*, 2020, Vol. 15, No. 10, Article 104011, DOI: 10.1088/1748-9326/aba033.
27. Maycock A. C., Randel W. J., Steiner A. K. et al., Revisiting the mystery of recent stratospheric temperature trends, *Geophysical Research Letters*, 2018, Vol. 45, No. 18, pp. 9919–9933, DOI: 10.1029/2018GL078035.
28. Philander S. G. H., Gu D., Lambert G. et al., Why the ITCZ is mostly north of the equator, *J. Climate*, 1996, Vol. 9, No. 12, pp. 2958–2972, DOI: 10.1175/1520-0442(1996)009<2958:WTIIMN>2.0.CO;2.
29. Randel W. J., Smith A. K., Wu F. et al., Stratospheric temperature trends over 1979–2015 derived from combined SSU, MLS, and SABER satellite observations, *J. Climate*, 2016, Vol. 29, No. 13, pp. 4843–4859, DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0629.1.
30. Raval A., Ramanathan V., Observational determination of the greenhouse effect, *Nature*, 1989, Vol. 342, No. 6251, pp. 758–761, DOI: 10.1038/342758a0.
31. Schmidt G. A., Ruedy R. A., Miller R. L., Lacis A. A., Attribution of the present-day total greenhouse effect, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2010, Vol. 115, Article D20, <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010JD014287>.
32. Song J., Wang Y., Tang J., A Hiatus of the Greenhouse Effect, *Scientific Reports*, 2016, Vol. 6, No. 1, Article 33315, DOI: 10.1038/srep33315.
33. Webb M. J., Slingo A., Stephens G. L., Seasonal variations of the clear-sky greenhouse effect: the role of changes in atmospheric temperatures and humidities, *Climate Dynamics*, 1993, Vol. 9, No. 3, pp. 117–129, DOI: 10.1007/BF00209749.
34. Wodzicki K. R., Rapp A. D., Long-term characterization of the Pacific ITCZ using TRMM, GPCP, and ERA-Interim, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, Vol. 121, No. 7, pp. 3153–3170, DOI: 10.1002/2015JD024458.