

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-2-35-54>

УДК 551.509.39

Роль изменчивости скорости ветра подсеточного масштаба в задаче долгосрочного прогноза аномалий погоды

Р.Ю. Фадеев

Институт вычислительной математики имени Г.И. Марчука РАН, г. Москва, Россия;

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр

Российской Федерации, г. Москва, Россия;

Институт прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН, г. Москва, Россия

rost.fadeev@gmail.com

Рассматриваются уточнения модели общей циркуляции атмосферы ПЛАВ, которые позволили заметно уменьшить систематические ошибки воспроизведения осредненных характеристик атмосферной циркуляции. Особое внимание уделяется алгоритму параметризованного описания изменчивости скорости ветра подсеточного масштаба и его роли в методологии расчёта потоков турбулентного перемешивания в пограничном слое атмосферы. Выводы о статистической значимости влияния рассматриваемых изменений на точность воспроизведения атмосферной циркуляции сделаны на основе анализа качества ретроспективных долгосрочных прогнозов с заблаговременностью до четырех месяцев для двух сезонов, а также на основе исследования осредненных характеристик модельной атмосферы в сравнении с реанализом ERA5.

Ключевые слова: модель общей циркуляции атмосферы, численный прогноз погоды, параметризации процессов подсеточного масштаба, подсеточная изменчивость ветра

Wind gustiness parameterization and long-range weather prediction

R. Yu. Fadeev

Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia;

Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia;

Keldysh Institute of Applied Mathematics RAS, Russia

rost.fadeev@gmail.com

The paper discusses a number of refinements to the SL-AV atmospheric model, which allowed substantially reducing systematic errors in reproducing the averaged characteristics of the atmospheric circulation. Particular attention is paid to the wind gustiness parameterization and the calculation procedure of turbulent fluxes in the planet boundary layer. The statistical significance of the influence of the considered changes on the accuracy of atmospheric circulation simulation is concluded based on analyzing the quality of retrospective long-range forecasts with a lead time up to four months (for two seasons) and on studying the averaged characteristics of the model atmosphere in comparison with the ERA5 reanalysis.

Keywords: Atmospheric general circulation model, numerical weather prediction, parameterization, wind gustiness

Введение

Контраст температуры и влажности между нижней тропосферой и поверхностью Земли является причиной возникновения потоков тепла и влаги между ними. В прогностических моделях погоды и климата применяются, как правило, основанные на пионерских работах Мони́на и Обухова [3] параметризованные способы описания этих потоков. Характер обмена некоторой величиной у поверхности в данном случае зависит от ее вертикального градиента и горизонтальной скорости ветра. Последнее характеризуется большой подсеточной изменчивостью, недооценка которой может вести к систематическим ошибкам в описании атмосферной циркуляции [10, 27].

Первые способы учета изменчивости скорости ветра на подсеточном масштабе в глобальной модели общей циркуляции атмосферы были предложены в работах [9, 18, 20, 29], где предлагались поправки к формуле для вычисления горизонтального компонента скорости ветра. В работе [30], обобщающей предшествующие исследования, указывается на два основных источника усиления скорости ветра на подсеточном масштабе: обусловленная неоднородностями характеристик поверхности мезомасштабная циркуляция в пограничном слое атмосферы и вторичные процессы, сопутствующие явлениям глубокой конвекции. Подход, предложенный в [30] с небольшими модификациями был применен во многих прогностических моделях: в Unified Model Метеорологического бюро Великобритании [32], в CanAM4 канадского климатического центра [25], в совместной модели JMA/MRI–CPS3 метеорологического центра Японии [24], в американской модели E3SM [27], в ALADIN французского метеобюро [13] и др. Альтернативные и обобщающие методы учета изменчивости скорости ветра на подсеточном масштабе обсуждаются в работах [11, 13].

В глобальной модели атмосферы ПЛАВ [5, 6] также применяется параметризация, основанная на идеях, изложенных в [13, 30] и адаптированная для применения с параметризацией пограничного слоя атмосферы, использующей третьи моменты [8]. Модель ПЛАВ в версии 072L96 для долгосрочного прогноза аномалий погоды была представлена к оперативным испытаниям в Гидрометцентре России в начале 2022 года. Аббревиатура 072L96 включает в себя информацию о разрешении расчетной сетки (применяется регулярная широтно-долготная сетка с шагом 0.72° по долготе и 0.9° по широте) и число уровней по вертикали, равное 96. Ожидается, что ПЛАВ 072L96 заменит собой предыдущую версию ПЛАВ 2008, которая вместе с моделью Главной геофизической обсерватории имени А.И. Воейкова [2] применяется сейчас в Гидрометцентре России в качестве одного из компонентов оперативной технологии долгосрочного прогнозирования аномалий погоды [1]. Предполагается, что ПЛАВ 072L96 станет также основным инструментом прогнозирования погодных аномалий на субсезонном масштабе времени в Гидрометцентре России.

Представленные в работе результаты настройки параметризации для учета влияния изменчивости скорости ветра подсеточного масштаба на коэффициенты турбулентного перемешивания воздуха (на поверхности, в том числе), а также несколько других модификаций позволяют заметно повысить точность воспроизведения атмосферной циркуляции в верхней тропосфере на основе ПЛАВ.

В разделе 1 представлено описание методологии параметризованного описания изменчивости скорости ветра на подсеточном масштабе, которая используется в модели атмосферы ПЛАВ. Раздел 2 посвящен описанию т. н. уточненной версии ПЛАВ. В разделе 3 обсуждаются результаты численных экспериментов по воспроизведению осредненных характеристик атмосферы в рамках экспериментов с большой заблаговременностью. В разделе 4 приводятся результаты ретроспективных долгосрочных прогнозов с заблаговременностью до четырех месяцев. В заключении делаются выводы по работе.

1. Способы параметризованного описания изменчивости скорости ветра на подсеточном масштабе

Параметризованные способы описания потоков тепла, влаги и импульса между поверхностью и нижней тропосферой в прогностических моделях погоды и климата обычно основаны на объемных аэродинамических соотношениях, связывающих характеристики поверхности и нижнего модельного уровня. Интенсивность обмена в таком случае определяется градиентом рассматриваемой величины A по вертикали и горизонтальной скоростью ветра U на нижнем модельном уровне. Поток F_A величины A между нижним модельным уровнем (atm) и поверхностью ($surf$) в прогностических моделях обычно вычисляется по следующей формуле [3]:

$$F_A = -C_A (A_{atm} - A_{surf}) U_{atm}, \quad (1)$$

где C_A – коэффициент обмена.

Осредненная крупномасштабная скорость U_{atm} в глобальной модели почти всегда меньше скорости ветра \bar{U} на подсеточном масштабе, что обусловлено наличием атмосферных процессов, явно не разрешаемых численной моделью. Неравномерный по горизонтали нагрев верхнего слоя океана может приводить к появлению в атмосфере мезомасштабных вихрей с характерным размером около одного километра [9, 18]. Сопровождающиеся подъемом и опусканием масс воздуха явления мелкой и глубокой конвекции также приводят к усилению горизонтального ветра [20]. Таким образом, недоучет изменчивости приземной скорости ветра подсеточного масштаба в численной модели должен приводить к систематическому занижению потоков, характеризующих обмен между

атмосферой и поверхностью. В [16], например, показано, что усиление потока испарения влаги с поверхности вследствие мезомасштабной циркуляции может достигать величины около 30 %.

В настоящее время существует несколько подходов для параметризованного описания изменчивости приземной скорости ветра подсеточного масштаба и ее влияния на потоки между нижним модельным уровнем и поверхностью. В случае сухой атмосферы в формулу Чарнока для предельной длины перемешивания вводится дополнительное слагаемое, не зависящее от скорости ветра:

$$z_0 = \frac{C_k}{g} u_*^2 + \frac{C_d}{C_{dn}} z_0^m. \quad (2)$$

В уравнении (2) C_d – коэффициент обрушения; C_{dn} – коэффициент обрушения при нейтральной стратификации; z_0^m – настраиваемый параметр, соответствующий предельной длине перемешивания импульса в случае слабых ветров.

В случае, когда воздух нельзя считать сухим, для описания изменчивости скорости ветра подсеточного масштаба часто используется подход, предложенный в [20], где в формуле (1) предлагается использовать скорость \bar{U} , вычисляемую согласно следующему уравнению:

$$\bar{U}^2 = \sqrt{U_{atm}^2 + U_{gust}^2}, \quad (3)$$

где U_{gust} – поправка, обусловленная изменчивостью скорости ветра на подсеточном масштабе. В работе [30] рассматривается метод вычисления этой поправки в зависимости от интенсивности осадков P и характерной скорости потоков воздуха в конвективном термике.

В [22] обсуждаются результаты внедрения параметризации [30] в глобальную модель E3SMv1 (Energy Exascale Earth System Model version 1), характеризующейся аналогичной CAM5 систематической ошибкой описания осадков. В [22] коррекция формул для расчета потоков на поверхности океана с учетом изменчивости скорости ветра подсеточного масштаба позволила существенно уменьшить ошибку воспроизведения осредненного по сезонам глобального поля осадков, и особенно во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК). Уточненный подход и его влияние на точность воспроизведения осредненных характеристик атмосферы в рамках моделей E3SMv1 и E3SMv2 рассматривается в [19, 27].

В [13] рассматривается еще один способ параметризованного описания изменчивости скорости ветра на подсеточном масштабе для глобальной модели атмосферы. Ключевая идея этого подхода – коррекция (умножение) коэффициентов обмена на поверхности на величину, зависящую от напряжения трения ветра, плотности воздуха ρ и величины осадков P . Множитель для модели атмосферы ALADIN в [13] предлагается рассчитывать по следующей формуле:

$$c = \sqrt{1 + \left(\left(\frac{P}{P + P_0} \right)^\gamma \tilde{U} \right)^2 \frac{\rho}{F_u}}, \quad (4)$$

где величина \tilde{U} представляет собой характерную скорость трения, обусловленную выпадающими осадками; P_0 – характерная сила осадков (мм/день), F_u – напряжение трения ветра. Параметры γ , \tilde{U} и P_0 в (4) являются настраиваемыми величинами.

Модификация, предложенная в [15], обобщает данный подход на случай модели атмосферы, в которой применяется метод описания турбулентных потоков в пограничном слое атмосферы, основанном на методе третьих моментов. Множитель c здесь предлагается рассчитывать по уточненной формуле вида

$$c = \sqrt{1 + \left(\left(\frac{P}{P + P_0} \right)^\gamma \tilde{U} \right)^2 \frac{K_m \sqrt{(\partial \bar{u} / \partial z)^2 + (\partial \bar{v} / \partial z)^2}}{\rho}}, \quad (5)$$

где K_m – коэффициент турбулентного обмена для импульса. В [15] на \sqrt{c} предлагается умножать предельные длины перемешивания для импульса и температуры, что неявно соответствует умножению коэффициентов обмена для импульса и температуры, а также коэффициент обмена в случае нейтральной стратификации на величину, равную c . Модификация [15] применяется во всем столбе воздуха, за исключением поверхности. Значение коэффициента c на поверхности рассчитывается по формуле (5), где дробь заменяется произведением коэффициентов турбулентного обмена K_m и обмена на поверхности при нейтральной стратификации на величину горизонтальной скорости ветра.

2. Уточненная версия ПЛАВ

Одной из наиболее заметных ошибок воспроизведения осредненных характеристик атмосферной циркуляции моделью ПЛАВ в версии для долгосрочного прогноза аномалий погоды является систематическое завышение количества осадков и, соответственно, среднегодового интегрального потока скрытого тепла на поверхности. Существенная часть осадков выпадает над водной поверхностью во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК). Атмосферная циркуляция здесь характеризуется переменной погодой: ветер может быстро меняться с относительно слабого до шквального с хорошо выраженным восточным или западным направлением. Это означает необходимость использования обоих параметризаций, описывающихся формулами (2) и (3).

ВЗК – регион интенсивного формирования тропических циклонов, где существенная часть выпадающих осадков – конвективного характера.

Параметризация глубокой конвекции в ПЛАВ основана на работе [12] с усовершенствованиями [17]. Источником неустойчивости здесь являются крупномасштабная конвергенция водяного пара и силы плавучести. Таким образом, возникновение явления глубокой конвекции в модели во многом определяется интенсивностью турбулентного перемешивания воздуха в пограничном слое атмосферы, которая в свою очередь связана с потоками на поверхности. Процессы глубокой конвекции часто сопровождаются осадками, которые усиливают перемешивание воздуха по вертикали и у поверхности. В условиях предписанной эволюции температуры поверхности океана параметризация пограничного слоя атмосферы может извлекать из воды тепло и влагу в неограниченных количествах. Таким образом, от выбора значений коэффициентов в уравнениях (2) и (5) зависит характер вертикального перемешивания воздуха в ВЗК. В модели ПЛАВ применяется подход [13] в модификации [15]. Значения γ , \tilde{U} и P_0 , предложенные в этих работах, следующие: 0.125 м/с, 0.8 и 0.000115 кг/м²с соответственно. Отметим, что значение $P_0 = 0.000115$ отвечает осадкам величиной около 10 мм/день. Параметризация применяется в каждой вертикальной колонке модели на каждом уровне.

На рис. 1а иллюстрируется зависимость величины усиления c , рассчитанного по формуле (5), в зависимости от величины осадков P . Цвет кривых на рис. 1а соответствует разным скоростям ветра: от минимально допустимого 0.16 м/с (черный цвет) до 20 м/с (синий цвет). Пунктирные кривые вычислены с использованием значений параметров \tilde{U} , γ и P_0 : 0.2 м/с, 0.8 и 0.000115 кг/м²с соответственно. Данные значения используются в версии ПЛАВ, представленной к оперативным испытаниям в 2022 году в качестве метода долгосрочного прогноза аномалий погоды (далее, сокращенно, основная версия ПЛАВ).

На рис. 1а усиление c коэффициентов перемешивания в основной версии ПЛАВ быстро растет вблизи нуля, достигая насыщения при осадках P около 0.0005 кг/м²с, что соответствует 22 мм/день, или сильному дождю по классификации осадков из Наставления [4]. Таким образом, представленные выше значения коэффициентов в формуле (5) являются обоснованными для средних широт. В ВЗК максимальная величина осадков в западной части Тихого океана вблизи Новой Гвинеи в среднем за год достигает значения 13 мм/день по данным международного проекта по наблюдениям за осадками TRMM [31]. Суточные осадки здесь часто соответствуют очень сильным ливням. Поэтому в рамках глобальной модели атмосферы с разрешением вблизи экватора около 100 км значения коэффициентов γ , \tilde{U} и P_0 были выбраны таким образом, чтобы уменьшить интенсификацию турбулентного перемешивания в целом и в случае небольшого дождя особенно. Вторым важным моментом является уменьшение коэффициента c при экстремальных осадках свыше 216 мм/день.

На рис. 1а сплошные кривые рассчитаны с уточненными значениями коэффициентов параметризации, описывающей изменчивость скорости ветра на подсеточном масштабе. Значения коэффициентов в (5) следующие: $\tilde{U}=0.14$ м/с, $\gamma=0.8$ и $P_0=0.0005$ кг/м²с. Отметим, что величина коэффициента турбулентного обмена для импульса K_m в обоих экспериментах задавалось равной 0.0011, что приблизительно соответствует среднему значению этой величины на поверхности океана в модели ПЛАВ.

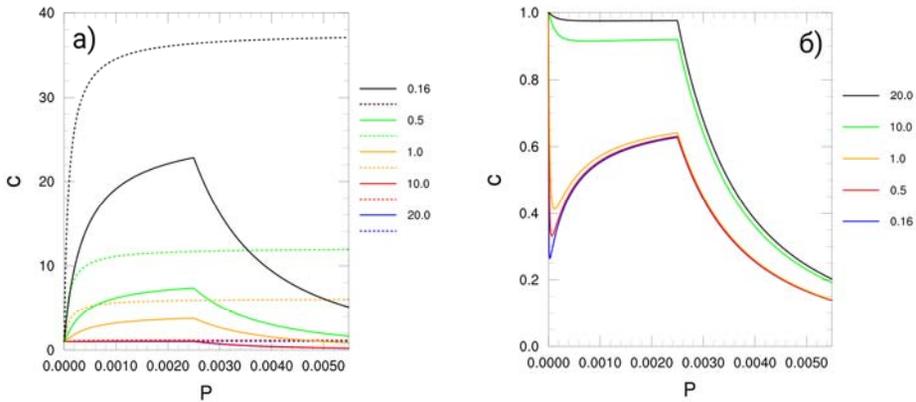


Рис. 1. Зависимость величины усиления c коэффициентов турбулентного перемешивания воздуха в зависимости от силы осадков P для разных скоростей ветра U в основной (пунктирная кривая) и уточненной (сплошная кривая) версиях ПЛАВ (а). Отношение коэффициента усиления в уточненной версии ПЛАВ к используемому значению в основной версии ПЛАВ для различных скоростях ветра (б).

Fig. 1. Dependence of the moist gustiness correction coefficient c on the precipitation flux P for different wind speeds in the reference (dashed curve) and proposed (solid curve) versions of SLAV model (a). Ratio of the gustiness correction coefficient in the proposed version of SLAV to its value used in the reference version of SLAV model for the different wind speeds (b).

На рис. 1а можно видеть, что уточнение параметров в формуле (5) имеет наибольший отклик в значения c в случае малых ветров (от нуля до нескольких метров в секунду) и малых осадков. С увеличением скорости ветра свыше 10 м/с на нижнем модельном уровне изменение величины c не превышает 0.9. Отношение значений c , рассчитанных по формуле (5) со значениями параметров, используемыми в основной версии ПЛАВ и с уточненными значениями, иллюстрируется на рис. 1б.

Изменение коэффициентов турбулентного перемешивания на поверхности оказало существенное влияние на географию и интенсивность процессов глубокой конвекции в тропическом регионе и ВЗК в частности. Это в свою очередь привело к появлению крупномасштабного отклика

в атмосферной циркуляции и статистически значимому снижению точности долгосрочного прогноза аномалий погоды на основе модифицированной версии ПЛАВ. Поэтому в модель было внесено несколько дополнительных уточнений. В первую очередь была перенастроена параметризация облачности с целью установления баланса интегральных среднегодовых потоков тепла на поверхности за счет, среди прочего, увеличения общего балла облачности. Также были увеличены параметры, определяющие скорость автоконверсии для осадков в жидкой (капли) и твердой (снег, град) фазах.

Версию модели ПЛАВ со всеми перечисленными изменениями далее мы будем называть уточненной. В следующем разделе исследуются многолетние осредненные характеристики атмосферной циркуляции уточненной версии ПЛАВ по сравнению с ее основной версией и реанализом ERA5 [23].

3. Осредненные характеристики уточненной версии ПЛАВ

Осредненной атмосферной циркуляцией мы будем называть характеристики модельной атмосферы, осредненные за некоторый продолжительный период (несколько месяцев, один год и более, например).

На рис. 2 иллюстрируется отклонение осредненного с 30 октября 1995 г. по 31 октября 2000 г. поля осадков (мм/день) в модели ПЛАВ от реанализа ERA5, осредненного за тот же период. Отклонение, представленное на рис. 2а, соответствует основной версии ПЛАВ, а на рис. 2б – ее уточненной версии. Можно видеть, что уточненная версия ПЛАВ характеризуется значительно меньшей амплитудой ошибки поля осадков в ВЗК. Среднеквадратическая ошибка (интеграл представленных на рис. 2 полей) составляет для рис. 2а величину, равную 1.52, а для рис. 2б – 1.40. Таким образом, ошибка уменьшилась на 8 %. В целом по глобусу осредненные за пять лет осадки уменьшились незначительно: с 3.5 до 3.45 мм/день (1.4 %).

Для оценки влияния внесенных в ПЛАВ изменений на осредненные характеристики атмосферной циркуляции применялась следующая технология. Модель ПЛАВ интегрируется на срок до пяти лет. Результаты моделирования по отдельным полям осредняются по всем 60 месяцам, затем рассчитывается их среднеквадратическое интегральное отклонение от данных реанализа ERA5, полученных по аналогичной технологии.

В колонках 3–5 табл. 1 приводятся рассчитанные по такой методологии ошибки стандартных полей, вычисленных по основной версии модели ПЛАВ и ее уточненной версии. Представленные ошибки позволяют сделать вывод об изменении т. н. среднего – осредненных за пять лет характеристик атмосферной циркуляции. Можно видеть, что внесенные в ПЛАВ уточнения параметризаций процессов подсеточного масштаба оказали наибольшее влияние на точность воспроизведения атмосферной циркуляции в верхней тропосфере. Уменьшение ошибки здесь превышает

20 % для поля геопотенциала и зонального компонента скорости, а для температуры на высотах, соответствующих 500 гПа и 250 гПа, изменение ошибки составляют величину около 25 % и 45 % соответственно. Ошибки, характеризующие качество воспроизведения нижней тропосферы, либо не изменились, либо немного увеличились. Здесь в первую очередь следует выделить существенное ухудшение точности описания давления на уровне моря и поля геопотенциала на высоте 850 гПа. Изменение ошибки воспроизведения меридионального компонента скорости разнонаправлено и находится в пределах 5 % для всех высот.

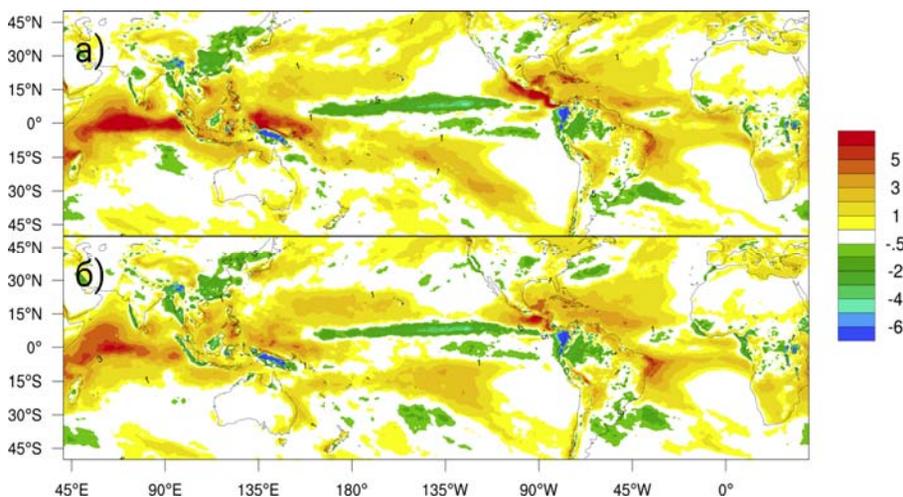


Рис. 2. Отклонение от реанализа ERA5, осредненного с 30.10.1995 по 31.10.2000 поля осадков, рассчитанного по основной версии модели ПЛАВ (а) и ее уточненной версии (б). Единицы измерения – мм/день.

Fig. 2. Precipitation bias (mm/day) averaged from 30.10.1995 to 31.10.2000 in the reference (a) and proposed (б) versions of SLAV model.

Для оценки влияния внесенных в ПЛАВ уточнений с учетом внутригодовой изменчивости атмосферной циркуляции для каждого из 60 месяцев были рассчитаны среднеквадратические интегральные ошибки по отношению к реанализу ERA5. Поделенная на 60 суммарная помесечная ошибка для стандартных полей представлена в колонках 6–8 табл. 1. В последней колонке табл. 1 приведено относительное изменение ошибки в уточненной версии ПЛАВ по сравнению с ее основной версией. Можно видеть, что характер изменения осредненной по месяцам среднеквадратической интегральной ошибки в целом близок тому, как изменилась среднеквадратическая интегральная ошибка осредненного поля при переходе с основной на уточненную версию ПЛАВ. Такой результат означает, что настройка ПЛАВ позволила достичь заметных улучшений в воспроизведении климата верхней тропосферы, не ухудшив при этом описание ее внутригодовой изменчивости.

Таблица 1. Среднеквадратическая интегральная ошибка воспроизведения средней атмосферной циркуляции основной и уточненной версиями ПЛАВ

Table 1. RMSE of the averaged atmospheric circulation in the reference and proposed versions of SLAV model with respect to ERA5

Величина	Высота	Среднеквадратическая интегральная ошибка осредненного поля			Осредненная по месяцам среднеквадратическая интегральная ошибка		
		Основная версия ПЛАВ	Уточненная версия ПЛАВ	Изменение ошибки, %	Основная версия ПЛАВ	Уточненная версия ПЛАВ	Изменение ошибки, %
Осадки	Поверхность	1.52	1.40	-7.9	2.613	2.366	-9.5
Давление на уровне моря	Поверхность	1.94	2.26	16.5	3.514	3.615	2.9
	850 гПа	125	146	16.8	259.2	264.5	2
	500 гПа	217	205	-5.5	503.3	487.7	-3.1
Геопотенциал	250 гПа	546	396	-27.5	948.8	843.9	-11.1
	10 м	0.93	0.91	-2.2	1.586	1.517	-4.4
	850 гПа	1.47	1.50	2	2.539	2.450	-3.5
Зональный компонент скорости	500 гПа	1.73	1.36	-21.4	3.522	3.192	-9.7
	250 гПа	3.22	2.39	-25.8	6.194	5.513	-11
	10 м	0.93	0.98	5.4	1.354	1.386	2.4
Меридиональный компонент скорости	850 гПа	0.89	0.92	3.4	1.490	1.499	0.6
	500 гПа	0.65	0.65	0	1.674	1.694	1.2
	250 гПа	1.24	1.19	-4	2.859	2.822	-1.3
Температура	850 гПа	1.11	1.12	0.9	2.742	2.728	-0.5
	500 гПа	1.81	1.36	-24.9	2.728	2.392	-12.3
	250 гПа	1.52	0.83	-45.4	2.288	1.846	-19.3
Балл облачности	-	1.06	1.05	-0.9	1.381	1.335	-3.3
Поток солнечного излучения	Поверхность	16.1	13.6	-15.5	41.99	40.96	-2.5
	Поверхность	12.4	11.4	-8.1	15.86	15.11	-4.7
Поток скрытого тепла	Поверхность	21.4	23.9	11.7	37.47	35.88	-4.2
	Поверхность	13.0	13.8	6.2	21.00	21.70	3.3

Отметим, что сравнительно небольшое уменьшение среднеквадратической интегральной ошибки зонального компонента скорости на высоте 10 м (менее 5 %) наиболее заметно в ВЗК. Максимум амплитудной ошибки воспроизведения пассатов здесь уменьшился с 2.6 до 2.1 м/с. При этом уменьшение амплитудной ошибки в среднем в ВЗК составило величину около 1 м/с.

4. Результаты ретроспективных прогнозов

Для оценки влияния внесенных в ПЛАВ изменений основная и уточненная версии модели были проверены на серии ретроспективных прогнозов за период с 1991 по 2015 г. отдельно для летнего периода со стартовой датой, соответствующей 30 апреля, и для зимнего сезона со стартовой датой, соответствующей 30 октября. Заблаговременность каждого прогноза составила четыре месяца. Каждый ансамбль включал четырех участников. Стохастическое возмущение коэффициентов и констант в блоке параметризаций ПЛАВ [7] в экспериментах не использовалось.

В табл. 2 приводится осредненная за четыре месяца среднеквадратическая интегральная (по отдельным регионам) ошибка долгосрочного прогноза аномалий погоды на зимний (3 и 4 колонки) и летний (5 и 6 колонки) периоды для двух версий модели ПЛАВ: основной и уточненной. Можно видеть, применение уточненной версии ПЛАВ сопровождается уменьшением ошибки прогноза поля осадков и геопотенциала на высотах, соответствующих 500 и 850 гПа. Наиболее значимое изменение характерно для поля геопотенциала на высоте 200 гПа в тропическом регионе. Уменьшение ошибки здесь составляет величину свыше 40 % для зимнего и летнего прогноза. Среднеквадратическая ошибка воспроизведения геопотенциала на высоте, соответствующей 500 гПа, несколько меньше – свыше 20 % для обоих сезонов.

Для проверки статистической значимости полученных результатов использовались два теста: двухвыборочный тест Стьюдента [14] и тест Уилкоксона [28] – традиционный непараметрический тест для сравнения двух зависимых выборок. Оба показали статистическую значимость уменьшения ошибки прогноза поля геопотенциала на высотах, соответствующих 200 гПа и 500 гПа, в тропическом регионе. В обоих тестах использовался уровень значимости, равный 0.05. Отметим, что ошибки прогноза указанных полей подчиняется нормальному закону распределения. Это подтверждено тестом Харке – Бера [21], сверяющим третий и четвертый моменты с моментами нормального распределения и критерием Лиллиефорса [26].

Статистически значимое уменьшение ошибки прогноза на двухвыборочном тесте Стьюдента и тесте Уилкоксона получено для поля геопотенциала на высоте 500 гПа на глобусе, а также для поля осадков в Южном полушарии.

Таблица 2. Среднеквадратическая интегральная ошибка ретроспективных прогнозов за период с 1991 по 2015 г. по основной и уточненной версиям ПЛАВ для разных регионов

Table 2. RMSE of retrospective long-range forecasts over the period of 1991-2015 in the reference and proposed versions of SLAV model for different regions

Величина	Регион	Среднеквадратическая интегральная ошибка			
		Зимний период		Летний период	
		Основная версия ПЛАВ	Уточненная версия ПЛАВ	Основная версия ПЛАВ	Уточненная версия ПЛАВ
Температура на высоте 2 м	Глобус	2.01	2.04	2.02	2.18
	Тропики	1.22	1.19	1.07	1.06
	Южное полушарие	1.36	1.34	2.76	3.06
	Северное полушарие	2.98	3.04	1.84	1.88
Давление на уровне моря	Глобус	3.06	2.79	3.67	3.87
	Тропики	1.09	1.13	1.53	1.48
	Южное полушарие	2.89	2.57	4.79	5.09
	Северное полушарие	4.17	3.86	3.81	4.01
Осадки	Глобус	2.14	1.96	2.36	2.05
	Тропики	3.12	2.81	3.42	2.83
	Южное полушарие	1.32	1.3	1.29	1.23
	Северное полушарие	1.45	1.35	1.79	1.73
Геопотенциал на высоте 500 гПа	Глобус	39.2	33.6	39.	38.9
	Тропики	27.9	20.1	30.3	23.
	Южное полушарие	37.8	31.2	46.6	52.3
	Северное полушарие	46.8	43.9	36.7	33.9
Геопотенциал на высоте 200 гПа	Глобус	77.3	59.3	75.6	58.8
	Тропики	90.2	50.9	93.2	55.1
	Южное полушарие	66.9	58.1	62.8	68.
	Северное полушарие	71.3	66.8	65.6	50.
Температура на высоте 850 гПа	Глобус	1.62	1.52	1.66	1.73
	Тропики	1.2	1.18	1.05	1.05
	Южное полушарие	1.53	1.36	2.02	2.17
	Северное полушарие	2.	1.92	1.75	1.76

Несмотря за заметное уменьшение среднеквадратической ошибки прогноза осадков в тропическом регионе по сравнению с Южным полушарием, данный результат нельзя считать статистически значимым: хотя оба теста на статистическую значимость были пройдены, распределение ошибки в уточненной версии модели ПЛАВ не подчиняется нормальному закону распределения.

Наряду с оценкой среднеквадратической интегральной ошибки прогноза изучалось изменение коэффициента корреляции аномалий стандартных полей. Результаты расчетов этой величины для прогнозов на зимний и летний сезоны представлены в табл. 3. Результаты анализа изменений коэффициента корреляции аномалий для основной и уточненной версий ПЛАВ повторяют выводы, сделанные на основе исследований среднеквадратической ошибки прогноза: существенное и статистически значимое увеличение корреляции аномалий прогноза геопотенциала на высотах 200 гПа и 500 гПа в тропическом регионе на величину свыше 10 % и осадков в Южном полушарии. Схожие результаты можно ожидать для поля температуры на таких же высотах (данные не приводятся).

На рис. 3 приводится средне-зональная осредненная ошибка прогноза температуры на зимние (а, в) и летние (б, г) месяцы по основной (а, б) и уточненной (в, г) версиям модели ПЛАВ по сравнению с реанализом ERA5. Можно видеть, что уменьшение осредненной за три месяца ошибки прогноза на зимний и летний сезоны в тропосфере составляет до двух градусов. Наибольшее уменьшение ошибки соответствует предельным высотам процессов глубокой конвекции в ВЗК. Также следует отметить уменьшение ошибки более чем на один градус в районе Северного полюса на высотах, соответствующих 15 гПа, в зимний период. На высотах свыше 10 гПа изменение ошибки прогноза температуры на оба сезона существенно.

На рис. 4 иллюстрируется средне-зональная осредненная ошибка прогноза на зимние (а, в) и летние (б, г) месяцы зонального компонента скорости по основной (а, б) и уточненной (в, г) версиям модели ПЛАВ. Ошибка прогноза рассчитана по отношению к реанализу ERA5. На рис. 4 можно отметить уменьшение амплитудной ошибки воспроизведения струйного течения в Северном полушарии на величину около 1 м/с в зимний период и свыше 2 м/с в летние месяцы. В ВЗК уменьшение ошибки прогноза более значимо и превышает 3 м/с для обоих сезонов. Повышение точности воспроизведения пассатов в ПЛАВ позволяет надеяться на воспроизведение прямых и обратных связей между атмосферой и океаном в ВЗК в разрабатываемой в ИПМ им. М.В. Келдыша РАН, Гидрометцентре России и ИВМ РАН совместной модели ПЛАВ-NEMO-SI3, что позволит описывать на ее основе такие важные природные явления, как колебание Маддена – Джулиана и Эль-Ниньо – источники долгосрочной предсказуемости.

Таблица 3. Корреляция аномалий ретроспективных прогнозов за период с 1991 по 2015 г. по основной и уточненной версиям ПЛАВ для разных регионов

Table 3. Anomaly correlation of retrospective long-range forecasts over the period of 1991-2015 in the reference and proposed versions of SLAV model for different regions

Величина	Регион	Корреляция аномалий			
		Зимний период		Летний период	
		Основная версия ПЛАВ	Уточненная версия ПЛАВ	Основная версия ПЛАВ	Уточненная версия ПЛАВ
Температура на высоте 2 м	Глобус	0.058	0.207	0.199	0.179
	Тропики	0.373	0.422	0.315	0.339
	Южное полушарие	0.154	0.224	0.186	0.127
	Северное полушарие	0.01	0.176	0.16	0.176
Давление на уровне моря	Глобус	0.061	0.158	0.129	0.057
	Тропики	0.48	0.578	0.43	0.403
	Южное полушарие	0.115	0.162	0.11	0.052
	Северное полушарие	0.006	0.11	0.094	-0.068
Осадки	Глобус	0.243	0.290	0.144	0.155
	Тропики	0.319	0.377	0.178	0.209
	Южное полушарие	0.061	0.115	0.062	0.043
	Северное полушарие	0.065	0.074	0.057	0.031
Геопотенциал на высоте 500 гПа	Глобус	0.048	0.141	0.128	0.063
	Тропики	0.132	0.19	0.154	0.179
	Южное полушарие	0.077	0.157	0.14	0.092
	Северное полушарие	0.036	0.096	0.054	-0.061
Геопотенциал на высоте 200 гПа	Глобус	0.099	0.182	0.157	0.120
	Тропики	0.430	0.467	0.374	0.349
	Южное полушарие	0.152	0.209	0.14	0.121
	Северное полушарие	0.040	0.106	0.082	-0.002
Температура на высоте 850 гПа	Глобус	0.053	0.165	0.129	0.116
	Тропики	0.184	0.224	0.238	0.235
	Южное полушарие	0.036	0.145	0.143	0.124
	Северное полушарие	0.044	0.149	0.049	0.019

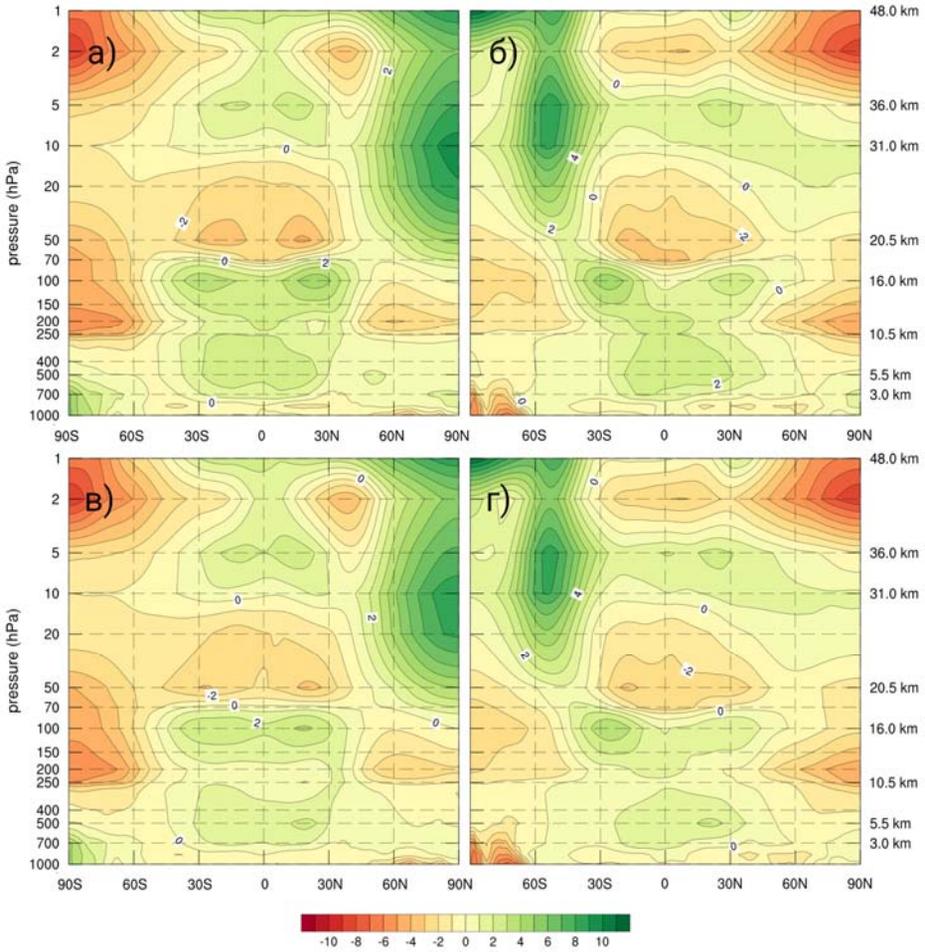


Рис. 3. Средне-зональная ошибка температуры по основной (а, б) и уточненной (в, г) версиям модели ПЛАВ по сравнению с реанализом ERA5, осредненная за три зимних (а, в) и три летних (б, г) месяца.

Рис. 3. Zonally averaged temperature bias of the reference (а, б) and proposed (в, г) versions of SLAV model for DJF (а, в) and JJA (б, г).

Заключение

Совершенствование прогностической модели не всегда требует введения новых математических подходов к описанию физических явлений в атмосфере Земли. В рамках данной работы показана возможность повышения точности прогноза аномалий погоды посредством настройки параметров, используемых в упрощенных уравнениях для описания процессов подсеточного масштаба.

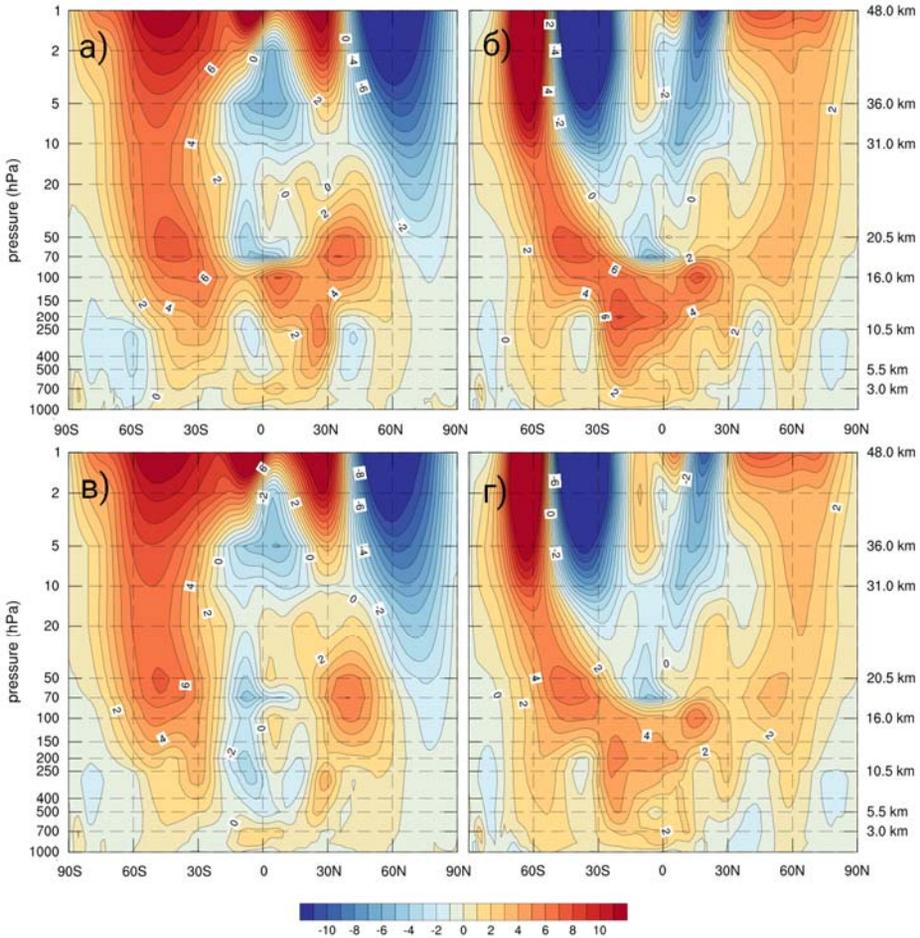


Рис. 4. Средне-зональная ошибка зонального компонента скорости ветра по основной (а, б) и уточненной (в, г) версиям модели ПЛАВ по сравнению с реанализом ERA5, осредненная за три зимних (а, в) и три летних (б, г) месяца.

Fig. 4. Zonally averaged U-wind bias of the reference (а, б) and proposed (в, г) versions of SLAV model for DJF (а, в) and JJA (б, г).

Завышенное усиление коэффициентов турбулентного перемешивания вследствие осадков приводило в ПЛАВ к интенсификации явлений глубокой конвекции во внутритропической зоне конвергенции и систематическому завышению температуры на высотах, соответствующих 500 гПа и 250 гПа.

Уменьшение роли осадков в турбулентном перемешивании воздуха в пограничном слое атмосферы позволило существенно и статистически значимо уменьшить ошибки воспроизведения поля зонального компонента скорости и геопотенциала в верхней тропосфере.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда, проект № 22-11-00053.

Список литературы

1. Вильфанд Р.М., Зарипов Р.Б., Киктев Д.Б., Круглова Е.Н., Крыжов В.Н. и др. Долгосрочные метеорологические прогнозы в Гидрометцентре России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 4 (374). С. 12-36.
2. Мирвис В.М., Мелешко В.П., Львова Т.Ю., Матюгин В.А., Байдин А.В. О предсказуемости крупных аномалий приземной температуры воздуха по данным исторических сезонных прогнозов, рассчитанных с использованием МОЦАО ГГО (Т63L25/ИВМ РАН) // Труды ГГО. 2020. № 598. С. 137-154.
3. Обухов А.М., Монин А.С. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического инст. АН СССР. 1954. № 24 (151). С. 163-187.
4. РД 52.27.724–2019. Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. 66 с.
5. Толстых М.А., Желен Ж.Ф., Володин Е.М., Богословский Н.Н., Вильфанд Р.М. и др. Разработка многомасштабной версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ // Метеорология и гидрология. 2015. № 6. С. 25-35.
6. Фадеев Р.Ю., Толстых М.А., Володин Е.М. Климатическая версия модели атмосферы ПЛАВ: разработка и первые результаты // Метеорология и гидрология. 2019. № 1. С. 22-35.
7. Alipova K.A., Goyman G.S., Tolstykh M.A., Mityak V.G., Rogutov V.S. Stochastic perturbation of tendencies and parameters of parameterizations in the global ensemble prediction system based on the SL-AV model // Russ. J. Numer. Anal. Math. Mod. 2022. Vol. 37 (63). P. 331-347.
8. Bařtak Āuran I., Geleyn J.-F., Vana F. A Compact Model for the Stability Dependency of TKE Production – Destruction – Conversion Terms Valid for the Whole Range of Richardson Numbers // J. Atmos. Sci. 2014. Vol. 71. P. 3004-3026.
9. Beljaars A.C.M. The parameterization of surface fluxes in large-scale models under free convection // Q. J. R. Meteorol. Soc. 1995. Vol. 121. P. 255-270.
10. Blein S., Romain R., Voldoire A., Faure G. Meso-scale contribution to air–sea turbulent fluxes at GCM scale // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2020. Vol. 146. P. 2466-2495. <https://doi.org/10.1002/qj.3804>
11. Blein S., Roehrig R., Voldoire A. Parametrizing the mesoscale enhancement of oceanic surface turbulent fluxes: A physical-statistical approach // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2022. Vol. 148 (745). P. 1683-1708. <https://doi.org/10.1002/qj.4273>.
12. Bougeault P. A Simple Parameterization of the Large-Scale Effects of Cumulus Convection // Mon. Wea. Rev. 1985. Vol. 113 (12). P. 2108-2121. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1985\)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1985)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2)
13. Brořkova R., Derkova M., Belluř M., Farda A. Atmospheric forcing by ALADIN/MFSTEP and MFSTEP oriented tunings // Ocean Sci. 2006. Vol. 2. P. 113-121. <https://doi.org/10.5194/os-2-113-2006>
14. Dudewicz E.J., Ma Y., Mai E.S., Su H. Exact solutions to the Behrens–Fisher Problem: Asymptotically optimal and finite sample efficient choice among // J. Stat. Planning Infer. 2007. Vol. 5, no. 137. P. 1584-1605.
15. Āuran I.V., Geleyn J.-F., Vana F. Report from stay in Prague – eTKE scheme and preparationond for TOMs. 2010. https://www.rclace.eu/media/files/Physics/2009/bastak_toucans_prague2009.pdf
16. Esbensen S.K., McPhaden M.J. Enhancement of Tropical Ocean Evaporation and Sensible Heat Flux by Atmospheric Mesoscale Systems // J. Clim. 1996. Vol. 9(10). P. 2307-2325.
17. Gerard L., Geleyn J.-F. Evolution of a subgrid deep convection parametrization in a limited-area model with increasing resolution // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2005. Vol. 131. P. 2293-2312. <https://doi.org/10.1256/qj.04.72>

18. *Godfrey J.S., Beljaars A.C.M.* On the turbulent fluxes of buoyancy, heat and moisture at the air-sea interface at low wind speeds // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. P. 22043-22048.
19. *Golaz J.-C., Van Roekel L.P., Zheng et al.* The DOE E3SM Model version 2: Overview of the physical model and initial model evaluation // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2022. Vol. 14. e2022MS003156. <https://doi.org/10.1029/2022MS003156>
20. *Jabouille P., Redelsperger J.L., Lafore J.P.* Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region // *Mon. Wea. Rev.* 1996. Vol. 124, no. 5. P. 816-837.
21. *Jarque C.M., Bera A.K.* A test for normality of observations and regression residuals // *Inter. Stat. Rev.* 1987. Vol. 55 (2). P. 163-172.
22. *Harrop B.E., Ma P.-L., Rasch P.J., Neale R.B., Hannay C.* The role of convective gustiness in reducing seasonal precipitation biases in the Tropical West Pacific // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2018. Vol. 10. P. 961-970.
23. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A. et al.* ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present // Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS) 2018. 10.24381/cds.adbb2d47 (Accessed on 07-MAR-2023).
24. *Hirahara S., Kuba Y., Yoshida T., Komori T., Chiba J. et al.* Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute Coupled Prediction System Version 3 (JMA/MRI-CPS3) // *J. Meteorol. Soc. Japan. Ser. II.* 2023. Vol. 101 (2). P. 149-169. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2023-009>
25. *Knut von Salzen, Scinocca J.F., Norman A. McF. et al.* The Canadian Fourth Generation Atmospheric Global Climate Model (CanAM4). Part I: Representation of Physical Processes // *Atmosphere-Ocean.* 2013. Vol. 51 (1). P. 104-125. DOI: 10.1080/07055900.2012.755610
26. *Lilliefors H.W.* On the Kolmogorov–Smirnov test for normality with mean and variance unknown // *J. Amer. Stat. Assoc.* 1967. Vol. 62. P. 399-402.
27. *Ma Po-Lun, Harrop B.E., Larson V.E., Neale R.B., Gettelman A.* Better calibration of cloud parameterizations and subgrid effects increases the fidelity of the E3SM Atmosphere Model version 1 // *Geosci. Model Dev.* 2022. Vol. 15. P. 2881-2916. <https://doi.org/10.5194/gmd-15-2881-2022>
28. *Mann H.B., Whitney D.R.* On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other // *Annals Math. Stat.* 1947. Vol. 18. P. 50-60.
29. *Miller M.J., Beljaars A.C.M., Palmer T.N.* The sensitivity of the ECMWF model to the parametrization of evaporation from the tropical oceans // *J. Clim.* 1992. Vol. 5. P. 418-434.
30. *Redelsperger J.-L., Guichard F., Mondon S.* A parametrization of mesoscale enhancement of surface fluxes for large-scale models // *J. Clim.* 2000. Vol. 13. P. 402-421.
31. TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/trmm-tropical-rainfall-measuring-mission>
32. *Walters D.N., Best M.J., Bushell A.C. et al.* The Met Office Unified Model Global Atmosphere 3.0/3.1 and JULES Global Land 3.0/3.1 configurations // *Geoscientific Model Development.* 2011. Vol. 4 (4). P. 1991-9603.

References

1. *Vilfand R.M., Zaripov R.B., Kiktev D.B., Kruglova E.N., Kryjov V.N., Kulikova I.A., Tischenko V.A., Tolstych M.A., Khan V.M.* Long-range forecasting at Hydrometeorological Center of Russia. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [*Hydrometeorological Research and Forecasting*], 2019, vol. 374, no. 4, pp. 12-36 [in Russ.].
2. *Mirvis V. M., Meleshko V. P., Lvova T. Yu., Matyugin V. A., Baidin A. V.* On the predictability of large surface air temperature anomalies according to historical seasonal forecasts calculated using the CGCM GGO (T63L25 / INM RAS). *Trudy GGO* [*Proceedings of MGO*], 2020, vol. 598, pp. 137–154 [in Russ.].
3. *Obuhov A.M., Monin A.S.* Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshivaniya v prizemnom sloe atmosfery. *Trudy Geofizicheskogo inst. AN SSSR*, 1954, vol. 151, no. 24, pp. 163-187 [in Russ.].

4. RD 52.27.724–2019. Nastavleniya po kratkosrochnym prognozam pogody obshchego naznacheniya. 66 s. [in Russ.].
5. Tolstykh M.A., Geleyn J.F., Volodin E.M., Bogoslovskii N.N., Vilfand R.M., Kiktev D.B., Krasjuk T. V., Kostykin S.V., Mizyak V.G., Fadeev R.Yu., Shashkin V.V., Shlyaeva A.V., Ezau I.N., Yurova A.Yu. Development of the multiscale version of the SL-AV global atmosphere model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2015, vol. 40, pp. 374–382. DOI: 10.3103/S1068373915060035.
6. Fadeev R.Y., Tolstykh M.A., Volodin E.M. Climate Version of the SL-AV Global Atmospheric Model: Development and Preliminary Results. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2019, vol. 44, pp. 13–22. DOI: 10.3103/S1068373919010023.
7. Alipova K.A., Goyman G.S., Tolstykh M.A., Mizyak V.G., Rogutov V.S. Stochastic perturbation of tendencies and parameters of parameterizations in the global ensemble prediction system based on the SL-AV model. *Russ. J. Numer. Anal. Math. Mod.*, 2022, vol. 37 (63), pp. 331–347.
8. Bašták Ďurán I., Geleyn J.-F., Váňa F. A Compact Model for the Stability Dependency of TKE Production – Destruction – Conversion Terms Valid for the Whole Range of Richardson Numbers. *J. Atmos. Sci.*, 2014, vol. 71, pp. 3004–3026.
9. Beljaars A.C.M. The parameterization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1995, vol. 121, pp. 255–270.
10. Blein S., Romain R., Voldoire A., Faure G. Meso-scale contribution to air–sea turbulent fluxes at GCM scale. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2020, vol. 146, pp. 2466–2495. DOI: 10.1002/qj.3804.
11. Blein S., Roehrig R., Voldoire A. Parametrizing the mesoscale enhancement of oceanic surface turbulent fluxes: A physical–statistical approach. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2022, vol. 148 (745), pp. 1683–1708. DOI: 10.1002/qj.4273.
12. Bougeault P. A Simple Parameterization of the Large-Scale Effects of Cumulus Convection. *Mon. Wea. Rev.*, 1985, vol. 113, no. 12, pp. 2108–2121. DOI: 10.1175/1520-0493(1985)113<2108:ASPOTL>2.0.CO;2.
13. Brožková R., Derková M., Belluš M., Farda A. Atmospheric forcing by ALADIN/MFSTEP and MFSTEP oriented tunings. *Ocean Sci.*, 2006, vol. 2, pp. 113–121. DOI: 10.5194/os-2-113-2006.
14. Dudewicz E.J., MaY., Mai E.S., Su H. Exact solutions to the Behrens–Fisher Problem: Asymptotically optimal and finite sample efficient choice among. *J. Stat. Planning Infer.*, 2007, vol. 5, no. 137, pp. 1584–1605.
15. Ďurán I.V., Geleyn J.-F., Váňa F. Report from stay in Prague – eTKE scheme and preparation for TOMs. 2010. Available at: https://www.rclace.eu/media/files/Physics/2009/bastak_toucans_prague2009.pdf.
16. Esbensen S.K., McPhaden M.J. Enhancement of Tropical Ocean Evaporation and Sensible Heat Flux by Atmospheric Mesoscale Systems. *J. Clim.*, 1996, vol. 9, no. 10, pp. 2307–2325.
17. Gerard L., Geleyn J.-F. Evolution of a subgrid deep convection parametrization in a limited-area model with increasing resolution. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2005, vol. 131, pp. 2293–2312. DOI: 10.1256/qj.04.72.
18. Godfrey J.S., Beljaars A.C.M. On the turbulent fluxes of buoyancy, heat and moisture at the air–sea interface at low wind speeds. *J. Geophys. Res.*, 1991, vol. 96, pp. 22043–22048.
19. Golaz J.-C., Van Roekel L.P., Zheng et al. The DOE E3SM Model version 2: Overview of the physical model and initial model evaluation. *J. Adv. Model. Earth Sys.*, 2022, vol. 14, e2022MS003156. DOI: 10.1029/2022MS003156.
20. Jabouille P., Redelsperger J.L., Lafore J.P. Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region. *Mon. Wea. Rev.* 1996, vol. 124, no. 5, pp. 816–837.
21. Jarque C.M., Bera A.K. A test for normality of observations and regression residuals. *Inter. Stat. Rev.*, 1987, vol. 55, no. 2, pp. 163–172.
22. Harrop B.E., Ma P.-L., Rasch P.J., Neale R.B., Hannay C. The role of convective gustiness in reducing seasonal precipitation biases in the Tropical West Pacific. *J. Adv. Model. Earth Sys.*, 2018, vol. 10, pp. 961–970.

23. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A. et al. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present // Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS) 2018. 10.24381/cds.adbb2d47 (Accessed on 07-MAR-2023).

24. Hirahara S., Kuba Y., Yoshida T., Komori T., Chiba J. et al. Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute Coupled Prediction System Version 3 (JMA/MRI-CPS3). *J. Meteorol. Soc. Japan. Ser. II.*, 2023, vol. 101, no. 2, pp. 149-169. DOI: 10.2151/jmsj.2023-009.

25. Knut von Salzen, Scinocca J.F., Norman A. McF. et al. The Canadian Fourth Generation Atmospheric Global Climate Model (CanAM4). Part I: Representation of Physical Processes. *Atmosphere-Ocean*, 2013, vol. 51, no. 1, pp. 104-125. DOI: 10.1080/07055900.2012.755610

26. Lilliefors H.W. On the Kolmogorov-Smirnov test for normality with mean and variance unknown. *J. Amer. Stat. Assoc.*, 1967, vol. 62, pp. 399-402.

27. Ma Po-Lun, Harrop B.E., Larson V.E., Neale R.B., Gettelman A. Better calibration of cloud parameterizations and subgrid effects increases the fidelity of the E3SM Atmosphere Model version 1. *Geosci. Model Dev.*, 2022, vol. 15, pp. 2881-2916. DOI: 10.5194/gmd-15-2881-2022.

28. Mann H.B., Whitney D.R. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Annals Math. Stat.*, 1947, vol. 18, pp. 50-60.

29. Miller M.J., Beljaars A.C.M., Palmer T.N. The sensitivity of the ECMWF model to the parametrization of evaporation from the tropical oceans. *J. Clim.*, 1992, vol. 5, pp. 418-434.

30. Redelsperger J.-L., Guichard F., Mondon S. A parametrization of mesoscale enhancement of surface fluxes for large-scale models. *J. Clim.*, 2000, vol. 13, pp. 402-421.

31. TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/trmm-tropical-rainfall-measuring-mission>

32. Walters D.N., Best M.J., Bushell A.C. et al. The Met Office Unified Model Global Atmosphere 3.0/3.1 and JULES Global Land 3.0/3.1 configurations. *Geoscientific Model Development*. 2011, vol. 4, no. 4, pp. 1991-9603.

*Поступила 10.05.2023; одобрена после рецензирования 30.05.2023;
принята в печать 13.06.2023.*

*Submitted 10.05.2023; approved after reviewing 30.05.2023;
accepted for publication 13.06.2023.*