Том 60, Номер 3

ISSN 0002-3515 Май–Июнь 2024



ИЗВЕСТИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

# ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Журнал оригинальных и обзорных статей по всем аспектам теоретических, модельных и экспериментальных работ по физике атмосферы и океана.





# СОДЕРЖАНИЕ

## Том 60, номер 3, 2024

Неустойчивость твердотельного вращения хетонного типа <i>М. В. Калашник</i>	277
Дисперсионное соотношение для ветровых волн с учетом дрейфового течения Ю. Ю. Плаксина, А. В. Пуштаев, В. И. Родыгин, Н.А. Винниченко, А. В. Уваров	285
Гистерезисный характер отклика глобального углеродного цикла на антропогенные эмиссии CO <sub>2</sub> в атмосферу <i>А. В. Елисеев, Р.Д. Гизатуллин</i>	295
Временные и пространственные вариации уходящего теплового излучения Земли по данным спутникового ИК-зондировщика ИКФС-2 Ю. М. Тимофеев, Г. М. Неробелов, Д. А. Козлов, И. С. Черкашин, П. М. Неробелов, А. Н. Рублев, А. Б. Успенский, Ю. В. Киселева	308
Изменчивость содержания черного углерода и аэрозолей PM <sub>10</sub> И PM <sub>2.5</sub> в приземном воздухе мегаполиса <i>А.А. Виноградова, Д. П. Губанова, В. М. Копейкин</i>	320
О параметризации диссипативных процессов в моделях турбулентного переноса для описания термогидродинамики и биогеохимии стратифицированных внутренних водоемов <i>Д. С. Гладских, Е. В. Мортиков</i>	335
Определение течений в водохранилище по последовательным внутрисуточным спутниковым изображениям И.А. Капустин, А.А. Мольков, О.А. Даниличева, О.В. Шомина, Г.В. Лещев, Д.В. Доброхотова, А.В. Ермошкин	347
Исследование параметров ветра и волнения на Горьковском водохранилище: натурные измерения и численное моделирование <i>А. М. Кузнецова, Г.А. Байдаков, Ю. И. Троицкая</i>	357
Формирование гидроэкологической структуры Иваньковского водохранилища в летний период в смежные годы с различными погодными условиями М.Г. Гречушникова, И.Л. Григорьева, Д. В. Ломова, Е. Р. Кременецкая, А.Б. Комиссаров, Л.П. Федорова, В.А. Ломов, Е.А. Чекмарева	373
Мониторинг термической структуры поверхности неоднородных ландшафтов с использованием БПЛА М. И. Варенцов, А. И. Варенцов, И.А. Репина, А. Ю. Артамонов, И.Д. Дрозд, А. Е. Мамонтов, В. М. Степаненко	389

## Vol. 60, No. 3, 2024

=

-

Instability of solid-body rotation of heton type M. V. Kalashnik	277
Dispersion relation for wind waves with account for the drift current Yu. Yu. Plaksina, A. V. Pushtaev, V. I. Rodygin, N. A. Vinnichenko, A. V. Uvarov	285
A hysteretic response of the global carbon cycle to anthropogenic CO <sub>2</sub> emissions into the atmosphere <i>A. V. Eliseev, R. D. Gizatullin</i>	295
Spatio-temporal variation of outgoing thermal radiation of the earth by space-based	
Yu. M. Timofeyev, G. M. Nerobelov, D. A. Kozlov, I. S. Cherkashin, P. M. Nerobelov, A. N. Rublev, A. B. Uspenskii, Yu. V. Kiseleva	308
Variability of black carbon and aerosols PM <sub>10</sub> and PM <sub>2.5</sub> in the near-surface air of the megalopolis <i>A. A. Vinogradova, D. P. Gubanova, V. M. Kopeikin</i>	320
On parameterization of dissipative processes in turbulent transport models for description of thermohydrodynamics and biogeochemistry of stratified internal water bodies <i>D. S. Gladskikh, E. V. Mortikov</i>	335
Determining currents in the reservoir by consequent subdaily satellite images I. A. Kapustin, A. A. Molkov, O. A. Danilicheva, O. V. Shomina, G. V. Leshchev, D. V. Dobrokhotova, A. V. Ermoshkin	347
Study of wind and wave parameters at the gorky reservoir: field measurements and numerical simulation <i>A. M. Kuznetsova, G. A. Baydakov, Yu. I. Troitskaya</i>	357
Formation of the hydroecological structure of the ivankovsky reservoir in the summer period in adjacent years with different weather conditions	
M. G. Grechushnikova, I. L. Grigoryeva, D. V. Lomova, E. R. Kremenetskaya, A.B. Komissarov, L.P. Fedorova, V. A. Lomov, E. A. Chekmareva	373
UAV-based monitoring of the thermal structure of heterogeneous landscapes M. I. Varentsov, A. I. Varentsov, I. A. Repina, A. Yu. Artamonov, I. D. Drozd,	200
A. L. Mamonotov, V. M. Stepanenko	389

УДК 551.511.32,551.513,517.938

## НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ТВЕРДОТЕЛЬНОГО ВРАЩЕНИЯ ХЕТОННОГО ТИПА

#### © 2024 г. М. В. Калашник<sup>а,b,c,\*</sup>

<sup>а</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 109017 Россия <sup>b</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Большая Грузинская, 10, Москва, 123242 Россия <sup>c</sup>Научно производственное объединение "Тайфун" 249038 Обнинск, Калужской обл., ул. Победы, 4

> \**e-mail: kalashnik-obn@mail.ru* Поступила в редакцию 15.01.2024 г. После доработки 21.03.2024 г. Принята к публикации 10.04.2024 г.

Традиционно считается, что в однородной по плотности жидкости осесимметричное баротропное течение с твердотельным вращением устойчиво. В рамках двухуровенной квазигеострофической модели в настоящей работе показано, что это не так в случае бароклинного течения с твердотельным вращением хетонного типа. Такое течение имеет различные направления вращения на двух уровнях. За счет вертикального сдвига скорости, это течение всегда неустойчиво. В работе развита линейная теория неустойчивости таких течений как в модели без трения, так и модели с экмановским трением. Показано, что для неустойчивости в модели с трением горизонтальное волновое число возмущения должно не превосходить некоторое критическое значение. Установлено, что неустойчивость относительно длинноволновых возмущений в модели без трения носит абсолютный характер, т.е. существует всегда. С развитием неустойчивости может быть связано формирование наблюдаемых возмущений в приосевой зоне интенсивных атмосферных вихрей.

Ключевые слова: бароклинная неустойчивость, вертикальный сдвиг скорости, осесимметричные течения, твердотельное вращение, хетоны

**DOI**: 10.31857/S0002351524030011 **EDN: JIJVRI** 

#### 1. ВВЕДЕНИЕ

Одна из центральных проблем геофизической гидродинамики – проблема гидродинамической неустойчивости атмосферных и океанических сдвиговых течений. С развитием неустойчивости связывают образование вихрей различных масштабов – от масштаба отдельного облака до масштаба циклона. Проблеме гидродинамической неустойчивости посвящены многочисленные обзоры и монографии [Pedlosky, 1987; Vallis 2013; Dolzhansky, 2013; Badin, 2013; Sokolovskiy and Verron, 2014; Kalashnik et. al., 2021, 2022]. Широко известны и монографии на русском языке [Дикий, 1976; Шакина, 1990], монография и статьи [Булатов и др., 2015; 2017].

В настоящей работе рассмотрена одна из малоизученных задач теории устойчивости — задача о неустойчивости осесимметричных вихрей с твердотельным вращением. Хорошо известно, что в однородной по плотности жидкости такие баротропные вихри устойчивы. Как показано в настоящей работе, ситуация принципиально меняется для бароклинных вихрей с различным направлением вращения на верхней и нижней границе слоя атмосферы. Такие вихри являются неустойчивыми. В работе получено аналитическое выражение для инкремента нарастания неустойчивых возмущений, исследована его зависимость от внешних параметров. Показано, что для неустойчивости в модели учитывающей экмановское трение, горизонтальное волновое число возмущения должно быть меньше некоторого критического значения. Этот факт приводит к существованию кривой нейтральной устойчивости, разделяющей волновые числа растущих и нейтральных возмущений.

Следует отметить, что бароклинные вихри с различным направлением вращения на двух уровнях в литературе принято называть хетонами. Этот термин был впервые предложен в работе [Hogg and Stommel, 1985], для подчеркивания возможности бароклинных вихрей переносить тепло. Обширный список публикаций, посвященных динамике хетонов, представлен в обзоре [Гряник и др., 2003] и монографии [Sokolovskiy and Verron, 2014].

#### 2. ДВУХУРОВЕННАЯ ДИСКРЕТНАЯ КВАЗИГЕОСТРОФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ УСТОЙЧИВОСТИ ДЛЯ ОСЕСИММЕТРИЧНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Для изучения устойчивости вихрей используем дискретный вариант поверхностной геострофической модели (Surface quasigeostrophic (SQG) model). описывающей движения слоя стратифицированной вращающейся жидкости толщины *H* с нулевой потенциальной завихренностью [Blumen, 1978; Held et al., 1995]. Толщина слоя Н принимается в качестве вертикального масштаба. В безразмерных переменных уравнения SOG модели включают уравнение Лапласа для функции тока, к которому присоединяются уравнения переноса плавучести на границах. Используется дискретная аппроксимация оператора Лапласа, включающая разбиение вертикального отрезка интегрирования на четыре отрезка толшины h = 1/4 и привлечение уравнений переноса плавучести на границах. Система уравнений модели имеет вид

$$q_{1t} + [\psi_1, q_1] = 0,$$
  

$$q_{2t} + [\psi_2, q_2] = 0,$$
  

$$q_{1,2} = \Delta \psi_{1,2} \pm (\lambda^2 / 2)(\psi_2 - \psi_1).$$
 (1)

Здесь  $\psi_1$ ,  $\psi_2$  – значения функции тока на верхней и нижней границах слоя,  $\Delta$  – двумерный оператор Лапласа,  $[a,b] = a_x b_y - a_y b_x$  – двумерный якобиан, параметр  $\lambda^2 = 1/2h^2 = 8$ . Частные производные обозначены нижними буквенными инлексами. В качестве горизонтального масштаба в безразмерных уравнениях модели принят бароклинный радиус деформации Россби D = NH / f, где N – частота Брента, f – параметр Кориолиса. Масштаб времени, функции тока и скорости соответственно  $T_* = D / U_*, \Psi_* = U_* D_H U_* = \Theta_* / N$ , где  $\Theta_*$  — характерное значение перепада плавучести на границах. Безразмерные горизонтальные компоненты скорости и, у связаны с функцией тока  $\psi$  соотношениями  $u = -\psi_v$ ,  $v = \psi_x$ . Плавучесть 9 находится из дискретной аппроксимации соотношения  $\vartheta = \Psi_{\tau}$ .

Уравнения (1) совпадают с уравнениями классической двухуровенной модели Филлипса [Pedlosky, 1987; Phillips, 1954], однако отличаются от нее физической интерпретацией переменных. Распределения PV  $q_1, -q_2$ , на нижнем и верхнем уровнях в модели Филлипса, теперь имеют смысл

удвоенных распределений плавучести на верхней и нижней границах слоя атмосферы. Подробный вывод уравнений (1) представлен в работах [Kalashnik, 2020; Kalashnik et al., 2021, 2022].

Из уравнений (1) следует закон сохранения полной энергии

$$E_t = 0,$$
  

$$E = (1 / 2) \iiint ((\nabla \psi_1)^2 + (\nabla \psi_2)^2 + 4(\psi_2 - \psi_1)^2) d\mathbf{x}, (2)$$
  
**x** = (x, y). Сохраняются также квадратичные ин-  
тегралы

$$(V_{1,2})_t = 0, \ V_{1,2} = \iint q_{1,2}^2 d\mathbf{x},$$
 (3)

отражающие законы сохранения энстрофии в не-прерывной модели.

Отметим, что для характерных значений параметров тропосферы средних широт H = 10 км,  $N = 10^{-2} (\text{сек})^{-1}$ ,  $f = 10^{-4} (\text{сек})^{-1}$ , радиус деформации D = NH / f = 1000 км. Характерному значению скорости  $U_* = 10 \text{ м} / \text{сек}$  отвечает перепад плавучести  $\Theta_* = 10^{-1} \text{ м}(\text{сек})^{-2}$  (перепад потенциальной температуры порядка 3K) и временной масштаб  $T_* = D / U_* = 27.8$  час (порядка суток).

Введением баротропного  $\sigma = (1 / 2)(\psi_1 + \psi_2)$ и бароклинного компонентов  $\theta = (1 / 2)(\psi_2 - \psi_1)$ функции тока, система (1) сводится к системе

$$(\Delta \theta - \lambda^2 \theta)_t + \left[\sigma, \Delta \theta - \lambda^2 \theta\right] + \left[\theta, \Delta \sigma\right] = 0,$$
  
$$(\Delta \sigma)_t + \left[\sigma, \Delta \sigma\right] + \left[\theta, \Delta \theta\right] = 0,$$
 (4)

удобной для анализа задач устойчивости. Будем рассматривать систему (4)

В ЦИлиндрических координатах  $r, \alpha$ , когда  $x = r \cos \alpha$ ,  $y = r \sin \alpha$ . При этом якобиан и двумерный оператор Лапласа определяют-ся выражениями  $[\sigma, \theta] = r^{-1}(\sigma_r \theta_\alpha - \sigma_\alpha \theta_r)$ ,  $\Delta \sigma = \sigma_{rr} + r^{-1}\sigma_r + r^{-2}\sigma_{\alpha\alpha}$ . Не зависящая от угла часть оператора Лапласа определяется как  $\Delta \sigma = \sigma_{rr} + r^{-1}\sigma_r$ . Точное решение системы (4)  $\theta = \overline{\theta}(r), \ \sigma = \overline{\sigma}(r)$  отвечает осесимметричному течению с баротропным и бароклинным составляющими азимутальной компоненты скорости  $V = -\overline{\sigma}_r$ .  $V = \overline{\theta}_r$ . Полная азимутальная компонента скорости течения на двух уровнях определяется выражением  $V_{1,2} = V(r) \mp V(r)$ . Линеаризованная форма системы (4) в цилиндрических координатах имеет вид

$$\begin{aligned} (\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_t + r^{-1}(\overline{\sigma})_r (\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_{\alpha} - \\ -r^{-1}(\sigma')_{\alpha} (\Delta\overline{\theta} - \lambda^2\overline{\theta})_r + r^{-1}(\overline{\theta})_r (\Delta\sigma')_{\alpha} = 0, \\ (\Delta\sigma')_t + r^{-1}(\overline{\sigma})_r (\Delta\sigma')_{\alpha} - r^{-1}(\sigma')_{\alpha} (\Delta\overline{\sigma})_r + {}^{(5)} \\ + r^{-1}(\overline{\theta})_r (\Delta\theta')_{\alpha} - r^{-1}(\theta')_{\alpha} (\Delta\overline{\theta})_r = 0, \end{aligned}$$

Эта система используется ниже в исследовании устойчивости осесимметричных вихрей.

#### 3. НЕУСТОЙЧИВОСТЬ БАРОКЛИННОГО ВИХРЯ С ТВЕРДОТЕЛЬНЫМ ВРАЩЕНИЕМ

Далее будем рассматривать случай  $\overline{\theta}(r) = Sr^2 / 2 = 0$ ,  $\overline{\sigma}(r) = Br^2 / 2$ , отвечающий ситуации с твердотельным вращением в неограниченной области  $0 < r < \infty$ . Учитывая, что в этом случае  $\Delta \overline{\theta} = 2S$ ,  $\Delta \overline{\theta} - \lambda^2 \overline{\theta} = 2S - \lambda^2 Sr^2 / 2$ ,  $(\Delta \overline{\theta} - \lambda^2 \overline{\theta})_r = -\lambda^2 Sr$ ,  $\overline{\sigma}_r = Br$ ,  $\Delta \overline{\sigma} = 2B$ , из (5) получим систему

$$(\Delta\sigma')_t + B(\Delta\sigma')_{\alpha} + S(\Delta\theta')_{\alpha} = 0,$$

$$(\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_t + B(\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_{\alpha} + S(\lambda^2\sigma' + \Delta\sigma')_{\alpha} = 0.$$
(6)

Первое уравнение (6) можно сократить на оператор Лапласа. Возможность такого сокращения следует из общей теории гармонических функций — гармоническая функция достигает максимальных и минимальных значений на границе области. Поэтому если она равна нулю на границе, то она равна нулю тождественно. С учетом этого сокращения уравнения (6) примут вид

$$\sigma_t' + B\sigma_\alpha' + S\theta_\alpha' = 0,$$

 $(\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_t + B(\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_{\alpha} + S(\lambda^2\sigma' + \Delta\sigma')_{\alpha} = 0.$ (7)

Рассмотрим вначале случай баротропного течения, когда S = 0. При этом из (6) получим независимые и распадающиеся уравнения

$$\sigma'_t + B\sigma'_{\alpha} = 0,$$
  
$$(\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_t + B(\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_{\alpha} = 0.$$
 (8)

Будем искать экспоненциально нарастающие во времени и периодические по азимутальной координате решения вида  $\theta' = \cos n\alpha e^{\gamma t} \tilde{\theta}$ ,  $\sigma' = \cos n\alpha e^{\gamma t} \tilde{\sigma}$ , где  $\gamma$  – инкремент нарастания. Из уравнений (8) для амплитуд, отмеченных волной, получим уравнения

$$\gamma \tilde{\sigma} + Bn \tilde{\sigma} = 0,$$
  
$$\Delta_2 \tilde{\theta} - \lambda^2 \tilde{\theta}) + Bn(\Delta_2 \tilde{\theta} - \lambda^2 \tilde{\theta}) = 0.$$

 $\gamma(\Delta_2 \tilde{\theta} - \lambda^2 \tilde{\theta}) + Bn(\Delta_2 \theta - \lambda^2 \theta) = 0.$  (9) Здесь обозначено  $\Delta_2 \tilde{\theta} = \tilde{\theta}_{rr} + r^{-1} \tilde{\theta}_r - r^{-2} n^2 \tilde{\theta}$  двумерный оператор Лапласа для периодических по углу возмущений. Для инкремента нарастания из (9) получим выражение  $\gamma = -Bn$ . Поскольку  $\gamma < 0$  все возмущения баротропного течения затухают. Здесь мы получили общеизвестный результат.

Рассмотрим теперь основной случай бароклинного течения, когда B = 0. При этом азимутальная компонента скорости  $V_{1,2} = \mp \tilde{V}(r) = \mp Sr$ , т.е. мы имеем течение хетонного типа ( с различ-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

ным направлением вращения на двух уровнях). Для этого течения система (7) сводится к системе

$$\sigma'_t + S\theta'_{\alpha} = 0,$$
  
$$(\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_t + S(\lambda^2\sigma' + \Delta\sigma')_{\alpha} = 0, \qquad (10)$$

которую можно свести к одному уравнению второго порядка по времени относительно  $\theta$ .

$$(\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_{tt} - S^2(\lambda^2\theta' + \Delta\theta')_{\alpha\alpha} = 0.$$
(11)

Для отыскания решений полагаем  $\theta' = \cos n\alpha e^{\gamma t} \tilde{\theta}'$ . Тогда

$$\gamma^{2}(\Delta_{2}\tilde{\theta}' - \lambda^{2}\tilde{\theta}') + S^{2}n^{2}(\lambda^{2}\tilde{\theta}' + \Delta_{2}\tilde{\theta}') = 0, \quad (12)$$

где, как и ранее, двумерный оператор Лапласа  $\Delta_2 \tilde{\theta} = \tilde{\theta}_{rr} + r^{-1} \tilde{\theta}_r - r^{-2} n^2 \tilde{\theta}.$ 

Будем искать решения уравнения (12) такие что  $\Delta_2 \tilde{\theta}' = -\mu \tilde{\theta}'$ , или подробнее  $\tilde{\theta}'_{rr} + r^{-1} \tilde{\theta}'_r - r^{-2} n^2 \tilde{\theta}' = -\mu \tilde{\theta}'$ . Замена переменной  $x = \sqrt{\mu}r$  и  $y(x) = \theta'(r) = \theta'(\frac{x}{\sqrt{\mu}})$  приводит последнее уравнение к виду

$$\frac{1}{x}\frac{d}{dx}(x\frac{dy}{dx}) + (1 - \frac{n^2}{x^2})y = 0.$$

Решение этого уравнения представляется в терминах функций Бесселя  $y(x) = AJ_n(x)$ . Для переменной  $\tilde{\theta}'$  таким образом получим решение  $\tilde{\theta}' = CJ_n(\sqrt{\mu}r)$ , где *C* произвольная константа, определяемая по начальным данным. Полное представление для возмущения при C = 1, так образом, имеет вид  $\theta' = \cos n\alpha e^{\gamma t} J_n(\sqrt{\mu}r)$ . Величина  $\sqrt{\mu}$  имеет смысл горизонтального (по радиусу) волнового числа.

С учетом приведенного решения, для инкремента нарастания возмущений из (12) следует уравнение  $\gamma^2(-\mu - \lambda^2) + (S^2\lambda^2n^2 - S^2n^2\mu) = 0$ , откуда

$$\gamma^2 = \frac{S^2 n^2 (\lambda^2 - \mu)}{\lambda^2 + \mu}.$$
 (13)

Согласно (13), при  $\mu < \lambda^2$  существует положительное значение  $\gamma$ , отвечающее растущему возмущению. Таким образом, существует неустойчивость относительно длинноволновых (по радиусу) возмущений. При фиксированном значении *n* наибольшую скорость роста имеют возмущения с  $\mu = 0$ . С ростом углового волнового числа *n* инкремент нарастания неограниченно растет. Нейтральной моде (с нулевым инкрементом) отвечает значение  $\mu = \lambda^2$ .

279

том 60 № 3 2024

Изолинии бароклинного компонента полной функции тока (среднее течение плюс возмущение) на верхнем уровне для двух моментов времени t = 2 (верх) и t = 3 (низ) представлены на рис. 1. Этот компонент определяется выражением  $\theta = \overline{\theta}(r) + \varepsilon \theta' = Sr^2 / 2 + \varepsilon \theta'$ ,  $\theta' = \cos n\alpha e^{\gamma t} J_n(\sqrt{\mu r}),$ где 3 ампли-Приняты тудный параметр. значения  $S = 2, n = 2, \mu = 2, \epsilon = 0.001$ . Как видно, при потере устойчивости осесимметричного течения формируется система замкнутых вихревых ячеек.

Используя уравнение (11), можно доказать неустойчивость течения с твердотельным вращением в ограниченной области  $0 < r < r_0$ . В этой области, азимутальная и радиальная компоненты скорости в двух слоях выражаются через функцию тока соотношениями

$$u_{\theta} = \frac{\partial \psi_{1,2}}{\partial r} \cdot u_r = -\frac{1}{r} \frac{\partial \psi_{1,2}}{\partial \theta}.$$

С учетом соотношений  $\sigma = (1/2)(\psi_1 + \psi_2)$  и  $\theta = (1/2)(\psi_2 - \psi_1)$ , имеем  $\psi_1 = \sigma - \theta$ ,  $\psi_2 = \sigma + \theta$ . Отсюда следует, что на твердой границе вихря условие отсутствия радиальной компоненты скорости для периодических по углу линейных возмущений сводится к условию  $\theta|_{r=r_0} = 0$ . Для экспоненциально растущих возмущений, при этом, автоматически выполняется условие  $\sigma|_{r=r_0} = 0$ , т.е. условие



**Рис. 1.** Изолинии бароклинного компонента полной функции тока на верхнем уровне для двух моментов времени. По вертикальной и горизонтальной оси отложены безразмерные координаты у и х.

отсутствия радиальной компоненты скорости. Это прямо следует из первого уравнения (10). Как и ранее, линейные возмущения для переменной  $\theta$  удовлетворяют уравнению (11). Полагая здесь  $\theta' = \cos n\alpha e^{\gamma t} \tilde{\theta}'$ , получим уравнение с краевым условием

$$\begin{split} \gamma^2 (\Delta_2 \tilde{\theta}' - \lambda^2 \tilde{\theta}') + S^2 n^2 (\lambda^2 \tilde{\theta}' + \Delta_2 \tilde{\theta}') &= 0, \\ \tilde{\theta}' \Big|_{r=r_0} &= 0. \end{split}$$

С учетом волновых решений этого уравнения и краевого условия, полное возмущение  $\theta'$  представляется в виде  $\theta' = C \cos n\alpha e^{\gamma t} J_n(\sqrt{\mu}r)$ . Из краевого условия  $J_n(\sqrt{\mu}r_0) = 0$  при этом получим  $\sqrt{\mu_k}r_0 = \lambda_k$ , откуда  $\sqrt{\mu_k} = \lambda_k / r_0$ , где  $\lambda_k$  — нули функции Бесселя порядка *n*. Величина  $\sqrt{\infty}$ , имеющая смысл горизонтального (по радиусу) волнового числа, теперь принимает дискретный набор значений. Инкремент нарастания определяется прежним выражением (13), где теперь  $\mu = \mu_k$ . Неустойчивость существует при условии  $\mu_k < \lambda^2$ , которое наиболее легко удовлетворяется для медленно меняющихся по радиусу возмущений.

Таким образом, бароклинное течение, с твердотельным по радиусу вращением и сменой направления вращения на двух вертикальных уровнях оказывается неустойчивым. Неустойчивость возникает исключительно за счет смены знака вращения на вертикальных уровнях, т.е. за счет вертикального сдвига скорости.

#### 4. НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ТВЕРДОТЕЛЬНОГО ВРАЩЕНИЯ В МОДЕЛИ С ЭКМАНОВСКИМ ТРЕНИЕМ

Рассмотрим теперь бароклинное течение в присутствие экмановского трения. Как и течение Колмогорова, это течение является точным решением уравнений динамики только в присутствии внешней силы. Уравнения двухуровенной модели с внешней силой и экмановским трением имеют вид

$$q_{1t} + [\psi_1, q_1] = -R\Delta\psi_1 + F_1, q_{2t} + [\psi_2, q_2] = -R\Delta\psi_2 + F_2, q_{1,2} = \Delta\psi_{1,2} \pm (\lambda^2/2)(\psi_2 - \psi_1),$$
(14)

Здесь  $F_1, F_2$  — компоненты внешней силы, R — коэффициент трения, определенный выражением  $R = (\frac{\nu f}{2U_*^2})^{1/2} \frac{D}{H}$ , где  $\nu$  — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости. Подробный вывод уравнений в модели с трением представлен в монографии [Pedlosky, 1987]. Отметим, что коэффициент трения может быть представлен в виде  $R = E^{1/2} / 2Ro$ , где  $E = (h_E / H)^2 - число$ Экмана,  $h_E = (2v / f)^{1/2} - толщина$  экмановского пограничного слоя,  $Ro = U_* / fD - число$ Россби для принятого масштаба скорости. Отметим также, что для приведенных значений параметров и  $h_E = 0.5$  км, коэффициент трения R = 4. При  $U_* = 10$  м/с, число Россби Ro = 0.1.

Введением баротропного  $\sigma = (1 / 2)(\psi_1 + \psi_2)$ и бароклинного компонентов  $\theta = (1 / 2)(\psi_2 - \psi_1)$ функции тока, система (14) теперь сводится к системе

$$(\Delta\theta - \lambda^2\theta)_t + \left[\sigma, \Delta\theta - \lambda^2\theta\right] + \left[\theta, \Delta\sigma\right] = -R\Delta\theta + \tilde{F},$$

$$(\Delta \sigma)_t + [\sigma, \Delta \sigma] + [\theta, \Delta \theta] = -R\Delta \sigma + \overline{F}, \qquad (15)$$

где  $\overline{F} = (1/2)(F_1 + F_2)$  и  $\tilde{F} = (1/2)(F_2 - F_1)$ . Далее будем рассматривать случай  $\overline{F} = 0$  или  $F_1 = -F_2$ . При этом  $\tilde{F} = F_2$ . Бароклинное твердотельное вращение  $\overline{\theta}(r) = Sr^2/2$ ,  $\overline{\sigma} = 0$  является точным решением уравнений (15), если  $R\Delta\overline{\theta} = \overline{F}$ или, с учетом  $\Delta\overline{\theta} = \overline{\theta}_{rr} + r^{-1}\overline{\theta}_r = 2S$ , при внешней силе  $\tilde{F} = 2SR$ . Будем считать последнее равенство выполненным.

Полагаем  $\theta = \overline{\theta}(r) + \theta'$ ,  $\sigma = \overline{\sigma}(r) + \sigma'$ . Линеаризованная система для возмущений в случае  $\overline{F} = 0$  примет вид

$$\sigma'_{t} + S\theta'_{\alpha} = -R\sigma',$$
  
$$\Theta'_{\alpha} \geq 2\Theta'_{\alpha} + S(2^{2}\sigma'_{\alpha} + \Delta\sigma'_{\alpha}) = -R\Delta\Theta'_{\alpha} = 0$$

 $(\Delta \theta' - \lambda^2 \theta')_t + S(\lambda^2 \sigma' + \Delta \sigma')_{\alpha} = -R\Delta \theta'.$  (16) Система (16) получается из системы (10) добав-

лением в правые части диссипативных слагаемых. Обозначая оператор  $L = \partial / \partial t + R$ , первое уравнение (16) можно записать как  $L\sigma' = -S\theta'_{\alpha}$ . Применяя оператор L ко второму уравнению, получим одно уравнение второго порядка  $L(\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_t - S^2(\lambda^2\theta' + \Delta\theta')_{\alpha\alpha} = -RL\Delta\theta'$ , или, после арифметических преобразований, уравнение

$$\frac{(\Delta\theta' - \lambda^2\theta')_{tt} - S^2(\lambda^2\theta' + \Delta\theta')_{\alpha\alpha} + (17)}{+ 2R(\Delta\theta')_t - R\lambda^2\theta'_t + R^2\Delta\theta' = 0.}$$

Аналогично предыдущему, мы полагаем  $\theta' = \cos n\alpha e^{\gamma t} \tilde{\theta}(r)$ . Тогда с учетом  $\Delta \theta' = \cos n\alpha e^{\gamma t} \Delta_2 \tilde{\theta}$ ,  $\Delta_2 \tilde{\theta} = \tilde{\theta}_{rr} + r^{-1} \tilde{\theta}_r - r^{-2} n^2 \tilde{\theta}$ , для  $\tilde{\theta}(r)$  получим уравнение

$$\gamma^{2}(\Delta_{2}\tilde{\theta} - \lambda^{2}\tilde{\theta}) + S^{2}n^{2}(\lambda^{2}\tilde{\theta} + \Delta_{2}\tilde{\theta}) + R\gamma(2\Delta_{2}\tilde{\theta} - \lambda^{2}\tilde{\theta}) + R^{2}\Delta_{2}\tilde{\theta} = 0.$$
<sup>(18)</sup>

Как и ранее, мы рассматриваем возмущения, для которых  $\Delta_2 \tilde{\theta} = -\mu \tilde{\theta}$  или подроб-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

нее  $\tilde{\theta}_{rr} + r^{-1}\tilde{\theta}_{r} - r^{-2}n^{2}\tilde{\theta} + \mu\tilde{\theta} = 0$ . При этом  $\tilde{\theta} = CJ_{n}(\sqrt{\mu}r)$ , где  $J_{n}(z)$  — функция Бесселя порядка *n* и *C* — произвольная постоянная интегрирования. Для инкремента нарастания возмущений из (18) получим квадратное уравнение

$$\gamma^{2}(\mu + \lambda^{2}) + \gamma R(2\mu + \lambda^{2}) - S^{2}n^{2}(\lambda^{2} - \mu) + R^{2}\mu = 0.$$
(19)

Возникновению неустойчивости отвечает появления корня этого уравнения с положительной действительной частью. Легко показать, что неустойчивость существует, если для корней уравнения  $\gamma_1, \gamma_2$  выполнено условие  $\gamma_1\gamma_2 < 0$ . С учетом (18) это условие можно записать в виде  $\gamma_1\gamma_2 = -S^2n^2(\lambda^2 - \mu) + R^2\mu < 0$ . Уравнение  $\gamma_1\gamma_2 = 0$ , таким образом, определяет кривую нейтральной устойчивости, связывающей радиальное и азимутальное волновые числа  $\mu$ , *n*. Это уравнение можно записать в виде

$$\mu = \frac{S^2 n^2 \lambda^2}{S^2 n^2 + R^2}.$$
 (20)

График нейтральной кривой (20) для значений параметров  $\lambda^2 = 1/2h^2 = 8$ . S = 2. R = 1, представлен на рис. 2. Существование нейтральной кривой является основной особенностью, вносимой экмановским трением. Нейтральная кривая появляется только в присутствии трения. При R = 0 из (20) следует соотношение  $\mu = \lambda^2$ , которое дает параметры нейтральной моды (13) в модели без трения.

Важно подчеркнуть, что из (20) нельзя однозначно определить параметры наиболее опасного возмущения с максимальной скоростью роста. Видимо, для этого надо рассматривать полную модель с учетом экмановского и внутреннего трения.



**Рис. 2.** Кривая нейтральной устойчивости на плоскости волновых чисел  $m = \mu$  и *n* для значений параметров  $\lambda^2 = 1/2h^2 = 8$ . S = 2. R = 1.

том 60 № 3 2024

Отметим также, что условие возникновения неустойчивости  $\gamma_1\gamma_2 < 0$  можно записать в виде  $R^2 > \mu^{-1}(S^2n^2(\lambda^2 - \mu))$ . С учетом  $R = E^{1/2} / 2$ Ro это условие дает ограничение сверху на число Россби.

#### 5. АБСОЛЮТНАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ БА-РОКЛИННОГО ТЕЧЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО ДЛИННОВОЛНОВЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

Из уравнений двухуровенной квазигеострофической модели (4) без трения можно получить уравнения, описывающие динамику длинноволновых возмущений. Эти уравнения получаются, если в первом уравнении (4) формально использовать аппроксимацию  $\Delta \theta \ll \lambda^2 \theta$ . При такой аппроксимации первое уравнение (4) сводится к уравнению  $\theta_t + [\sigma, \theta] = 0$ , а второе уравнение не меняется. Длинноволновой вариант уравнений двухуровенной модели, таким образом, сводится к системе уравнений

 $\theta_t + [\sigma, \theta] = 0, \ (\Delta \sigma)_t + [\sigma, \Delta \sigma] + [\theta, \Delta \theta] = 0.$ (21)

Строгий асимптотический вывод уравнений (21) из уравнений непрерывной SQG модели представлен в недавней работе [Kalashnik, 2021]. Полученные в этой работе уравнения, использующие длинноволновые асимптотики решений уравнения Лапласа, отличаются от уравнений (20) лишь численным значением коэффициентов при уравнениях.

Важная особенность системы (21) состоит в том, что из нее следует три квадратичных закона сохранения  $dI_k / dt = 0, k = 1,2,3$ .

$$I_{1} = \left\langle \theta^{2} \right\rangle, \ I_{2} = \left\langle (\nabla \sigma, \nabla \theta) \right\rangle,$$
$$I_{3} = \left\langle \left| \nabla \sigma \right|^{2} - \left| \nabla \theta \right|^{2} \right\rangle.$$
(22)

Здесь для краткости угловыми скобками обозначена операция интегрирования по двумерной области  $\langle a \rangle = \iint a \, dx \, dy$ . Первый закон прямо следует из первого уравнения системы (21). Непосредственно из этого закона следует ограниченность во времени решения для  $\theta$ . Умножение уравнений (21) соответственно на  $\omega = \Delta \sigma$  и  $\theta$ , сложение и интегрирование дает сохранение  $I_2 = -\langle \omega \theta \rangle = \langle (\nabla \sigma, \nabla \theta) \rangle$ . В справедливости третьего закона можно убедиться непосредственно – дифференцируя выражение для  $I_3$  по времени и преобразуя подынтегральные выражения с использованием уравнений (21). Следуя работе [Kalashnik, 2021], можно показать, что законы сохранения (22) есть асимптотические формы законов сохранения (2), (3) полной двухуровенной модели. Обратим внимание, что в отличие от  $I_1$ , законы сохранения  $I_2$ ,  $I_3$  не являются положительно определенными. Это свидетельствует о внутренней неустойчивой динамике системы.

Как и ранее будем рассматривать систему (1) в цилиндрических координатах  $r, \alpha$ , когда  $x = r \cos \alpha$ ,  $y = r \sin \alpha$ . Аналогично предыдущему, при этом якобиан и оператор Лапласа определяются выражениями  $[\sigma, \theta] = r^{-1}(\sigma_r \theta_\alpha - \sigma_\alpha \theta_r)$ ,  $\Delta \sigma = \sigma_{rr} + r^{-1}\sigma_r + r^{-2}\sigma_{\alpha\alpha}$ . Точное решение системы (20)  $\theta = \theta(r) \ \sigma = \overline{\sigma}(r)$ , отвечает осесимметричному течению с баротропным и бароклинным составляющими азимутальной компоненты скорости  $\overline{V} = -\overline{\sigma}_r$ ,  $\tilde{V} = \overline{\theta}_r$ . Бароклинному течению отвечает значение  $\overline{\sigma}(r) = 0$ . Линеаризованная система для возмущений бароклинного течения примет вид

$$\theta'_{t} - r^{-1}\overline{\theta}_{r}\sigma'_{\alpha} = 0,$$
  
$$(\Delta\sigma')_{t} + r^{-1} \left(\overline{\theta}_{r}(\Delta\theta')_{\alpha} - \theta'_{\alpha}(\Delta\overline{\theta})_{r}\right).$$
(23)

Дифференцируя второе уравнение (23) по времени, получим уравнение  $(\Delta \sigma')_{tt} + r^{-1} (\overline{\theta}_r (\Delta \theta'_t)_{\alpha} - r^{-1} \overline{\theta}_r (\Delta \overline{\theta})_r \sigma'_{\alpha \alpha}) = 0$ . Теперь учтем, что из первого уравнения (23) следует  $\theta'_t = r^{-1} \overline{\theta}_r \sigma'_{\alpha}$ . Подставляя это выражение, окончательно получим одно уравнение для переменной  $\sigma'$ .

$$(\Delta\sigma')_{tt} + r^{-1}\overline{\Theta}_r \Big( (\Delta(r^{-1}\overline{\Theta}_r\sigma'_{\alpha})_{\alpha} - (\Delta\overline{\Theta})_r\sigma'_{\alpha\alpha} \Big).$$
(24)

Данное уравнение удобно преобразовать, фиксируя зависимость от угловой координаты, т.е. полагая  $\sigma' = \sigma(r,t)\cos(n\alpha)$ . Для амплитуды  $\sigma(r,t)$  получим уравнение

$$(\Delta_2 \sigma)_{\tau\tau} + n^2 r^{-1} \overline{\theta}_r \left( \sigma(\Delta_1 \overline{\theta})_r - (\Delta_2 (r^{-1} \overline{\theta}_r \sigma)) \right) = 0, \quad (25)$$
  
где обозначено  $\Delta_2 \sigma = \sigma_{rr} + r^{-1} \sigma_r - n^2 r^{-2} \sigma,$   
 $\Delta_1 \sigma = \sigma_{rr} + r^{-1} \sigma_r.$ 

Рассмотрим в начале частный случай твердотельного вращения  $\overline{\theta}(r) = Sr^2 / 2$ . Учитывая, что в этом случае  $r^{-1}\overline{\theta}_r = S$ ,  $\Delta_1 \overline{\theta} = 2S$ , из (25) получим уравнение  $(\Delta_2 \sigma)_{\tau\tau} - n^2 S^2 \Delta_2 \sigma = 0$ , которое после сокращения на оператор Лапласа  $\emptyset_2$ , примет вид  $\sigma_{\tau\tau} - n^2 S^2 \sigma = 0$ . Это простейшее уравнение имеет растущее решение  $\sigma = Ce^{\gamma t}$ , где квадрат инкремента нарастания  $\gamma^2 = S^2 n^2$ . Легко видеть, что данное значение квадрата инкремента есть предел общего выражения (13) при  $\mu \to 0$ . Длинноволновой вариант модели, таким образом, приводит к асимптотически точному решению. Отметим, что амплитуда *С* в линейном приближении не определена.

Используя уравнение (25) можно доказать абсолютную неустойчивость бароклинных течений, т.е неустойчивость относительно произвольных длинноволновых возмущений и для произвольных профилей скорости. Для доказательства умножим уравнение (25) на *г*о и проинтегрируем результат по частям. После простых преобразований получим соотношение

$$\gamma^2 \int (r\sigma_r^2 + r^{-1}n^2\sigma^2) dr =$$

 $= \int (n^2 r (K\sigma)_r^2 + r^{-2} n^4 K^2 \sigma^2) dr + n^2 \int r K (\Delta_1 \overline{\theta})_r \sigma^2 dr, (26)$ где обозначено  $K = r^{-1} \overline{\theta}_r$ . Обозначим также  $A = n^2 r K (\Delta_1 \overline{\theta})_r \sigma^2 = n^2 \overline{\theta}_r (\Delta_1 \overline{\theta})_r \sigma^2$ . Рассмотрим теперь случай течений, слабо отклоняющихся от твердотельного вращения и таких что  $\overline{\theta}_r = r F(\varepsilon r)$ , где  $\varepsilon$  — малый параметр. Можно показать, что в этом случае  $\overline{\theta}_r (\Delta_1 \overline{\theta})_r = O(\varepsilon) << 1$  и вторым слагаемым в правой части (26) можно пренебречь. При этом из (26) получим соотношение для квадрата инкремента

$$\gamma^{2} = \frac{\int (n^{2}r(K\sigma)_{r}^{2} + r^{-2}n^{4}K^{2}\sigma^{2})dr}{\int (r\sigma_{r}^{2} + r^{-1}n^{2}\sigma^{2})dr}.$$
 (27)

Отсюда следует что  $\gamma^2 > 0$ , т.е всегда существует неустойчивость. В частном случае  $F(\varepsilon r) = e^{-\varepsilon r}$ мы имеем неустойчивость модифицированного бароклинного течения с твердотельным вращением в центре и затухании на периферии  $\tilde{V} = \overline{\Theta}_r = rF(\varepsilon r) = re^{-\varepsilon r}$ . Напомним, что для возникновения неустойчивости течений однородной жидкости необходимо выполнение специальных условий, связанных с наличием точек перегиба на профиле скорости. Как показано выше, неустойчивость осесимметричных бароклинных течений существует всегда. Этот результат можно доказать и используя общее уравнение (17) для длинноволновых возмущений течения в двухуровенной модели с трением. Для таких возмущений можно считать в уравнении (17)  $\Delta \theta' = 0$ . При этом (17) сводится к уравнению

$$(\theta')_{tt} + S^2(\theta')_{\alpha\alpha} + R\theta'_t = 0.$$
(28)

Отыскивая решения (28) вида  $\theta' = \theta'(r,t)\cos(n\alpha)$  получим уравнение  $\theta'_{tt} - n^2 S^2 \theta' + R \theta'_t = 0$ . Если теперь  $\theta' = A e^{\gamma t}$ , то инкремент нарастания  $\gamma$  находится из квадратного уравнения  $\gamma^2 + R \gamma - n^2 S^2 = 0$ , откуда

$$\gamma = -(R / 2) \pm \sqrt{(R / 2)^2 + n^2 S^2}.$$
 (29)

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Как видно, всегда есть положительный корень  $\gamma$ , отвечающий неустойчивости.

Отметим, что аналогичный результат для плоских бароклинных течений был получен в нашей недавней работе [Kalashnik et. al., 2021].

#### 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как известно, в однородной по плотности жидкости баротропное течение с твердотельным вращением устойчиво. В рамках двухуровенной квазигеострофической модели в настоящей работе показано, что это не так в случае бароклинного течения с различным направлением вращения на двух уровнях (течения хетонного типа). За счет разности скоростей по вертикали, такое течение всегда неустойчиво. В работе развита линейная теория неустойчивости таких течений как в модели без трения, так и модели с экмановским трением. Показано, что для неустойчивости в модели с трением горизонтальное волновое число возмущения должно быть меньше некоторого критического значения. Установлено, что неустойчивость относительно длинноволновых возмущений в модели без трения носит абсолютный характер, т.е. существует всегда.

Автор благодарит анонимных рецензентов за полезные замечания.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 23-17-00273).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дикий Л.А. Гидродинамическая устойчивость и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 107 с.

- Булатов В.В., Владимиров Ю.В. Волны в стратифицированных средах. М.: Наука, 2015. 735 с.
- Булатов В.В., Владимиров Ю.В. Внутренние гравитационные волны, возбуждаемые пульсирующим источнико м возмущений // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2015. № 6. С. 26-34.
- Булатов В.В., Владимиров Ю.В., Владимиров И.Ю. Дальние поля поверхностных возмущений от пульсирующего источника в жидкости бесконечной глубины // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2017. № 5. С. 23-29.
- Шакина Н.П. Гидродинамическая неустойчивость в атмосфере. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 309 с.
- *Гряник В.М., Соколовский М.А., Веррон Ж.* Динамика бароклинных вихрей с нулевой суммарной интенсивностью (хетонов) // Сборник "Фундаментальные и прикладные проблемы теории вихрей". Москва, Ижевск, 2003. С. 547-622.
- Badin G. Surface semi-geostrophic dynamics in the ocean // Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 2013. V. 107. P. 526–540.

том 60 № 3 2024

- *Blumen W.* Uniform potential vorticity flow: part I. Theory of wave interactions and two dimensional turbulence // J. Atmos. Sci. 1978. V. 35. P 774–783.
- *Dolzhansky F. V.* Fundamentals of Geophysical Hydrodynamics. Springer-Verlag: Berlin Heidelberg, 2013. 272 pp.
- Held I.M., Pierrehumbert R.T., Garner S.T., Swanson K.L. Surface quasi-geostrophic dynamics // J. Fluid Mech. 1995. V. 282. P. 1–20.
- *Hogg N.G., Stommel H.M.* The heton, an elementary between discrete baroclinic geostrophic vortices, and its implications concerning eddy heat flow // Proc. R. Soc. Lond. 1985. V. A 397. P. 1-20.
- *Kalashnik M.V., Chkhetiani O.G., Kurgansky M. V.* Discrete SQG models with two boundaries and baroclinic instability of jet flows // Phys. Fluids. 2021. V. 33. 076608.
- Kalashnik M.V., Kurgansky M.V., Chkhetiani O.G. Baroclinic instability in geophysical fluid dynamics // Phys.-Usp. 2022. V. 65. № 10. P. 1039–1070.

- *Kalashnik M.V., Chkhetiani O.G., Kurgansky. M.V.* Baroclinic instability of spatially-periodic flows in a discrete surface quasi geostrophic model with two levels // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 2022. V. 99. 101313.
- *Kalashnik M.V.* Long-wave instabilities in the SQG model with two boundaries // Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics. 2020. https://doi.org/10.1080/03091 929.2020.1831483
- Pedlosky J. Geophysical Fluid Dynamics. Springer-Verlag, Berlin/New York, 1987. 710 pp.
- Phillips N.A. Energy transformation and meridional circulations associated with simple baroclinic waves in a two-level, quasi-geostrophic model // Tellus. 1954. V. 6. P. 273–283.
- Sokolovskiy M.A., Verron J. Dynamics of Vortex Structures in a Stratified Rotating Fluid. Cham, Heidelberg: Springer International Publishing, 2014. 371 pp.
- *Vallis G.K.*. Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics. Cambridge University Press, 2006. 758 pp.

## INSTABILITY OF SOLID-BODY ROTATION OF HETON TYPE M. V. Kalashnik<sup>1,2,3,\*</sup>

<sup>1</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia <sup>2</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia <sup>3</sup>Research and Production Association Typhoon, Obninsk, Kaluga oblast, 249038 Russia \*e-mail: kalashnik-obn@mail.ru

It is traditionally believed that in a liquid of uniform density, an axisymmetric barotropic flow with solidbody rotation is stable. Within the framework of a two-level quasi-geostrophic model, this work shows that this is not in the case of a baroclinic flow with solid-body rotation of the heton type. Such a flow has different directions of rotation at two levels. Due to the vertical velocity shift, this flow is always unstable. The paper develops a linear theory of the instability of such flows both in a model without friction and in a model with Ekman friction. It is shown that for instability in a model with friction, the horizontal wave number of the disturbance should not exceed a certain critical value. It has been established that instability with respect to long-wave disturbances in the model without friction is absolute in nature, i.e. always exists. The development of instability may be associated with the formation of observed disturbances in the axial zone of intense atmospheric vortices.

Keywords: baroclinic instability, vertical velocity shear, axisymmetric flows, solid-state rotation, hetons

УДК 532.59: 551.466.3

## **ДИСПЕРСИОННОЕ СООТНОШЕНИЕ ДЛЯ ВЕТРОВЫХ ВОЛН** С УЧЕТОМ ДРЕЙФОВОГО ТЕЧЕНИЯ

© 2024 г. Ю. Ю. Плаксина<sup>*a*,\*</sup>, А. В. Пуштаев<sup>*a*</sup>, В. И. Родыгин<sup>*a*</sup>, Н. А. Винниченко<sup>*a*</sup>, А. В. Уваров<sup>*a*</sup>

<sup>а</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, стр. 2, Москва, 119991, Россия \*e-mail: vuplaksina@mail.ru

> Поступила в редакцию 11.01.2024 г. После доработки 17.03.2024 г. Принята к публикации 10.04.2024 г.

Наличие дрейфового течения осложняет анализ дисперсионного соотношения для ветровых волн. В общем случае это соотношение получается из анализа уравнения Рэлея, которое не имеет для произвольного профиля скорости аналитического решения. В предельном случае, когда длина гравитационно-капиллярной волны существенно меньше характерной толщины течения, можно использовать простое доплеровское приближение. Но в общем случае это приближение не применимо, и требуется учитывать вертикальный профиль горизонтальной скорости до глубины, соответствующей рассматриваемым длинам волн. Профиль дрейфовой скорости определялся методом цифровой трассерной визуализации. Для получения пространственновременных спектров волн с высоким разрешением по времени и пространству использовался цветной шлирен-метод. Небольшая добавка додецилсульфата натрия позволила оценить влияние растворимых примесей на структуру дрейфового течения и изменить соотношение между толщиной дрейфового слоя и длиной гравитационно-капиллярной волны. В работе применен алгоритм численного расчета дисперсионного соотношения для известного профиля скорости. Показано, что уравнение Рэлея хорошо описывает дисперсионное соотношение в ветровом канале в условиях, когда влияние профиля велико и не сводится к простым доплеровским поправкам. Таким образом, отклонения в получаемых в геофизике дисперсионных соотношениях от простых приближений могут соответствовать разным соотношениям между длинами волн и толщиной дрейфового течения.

Ключевые слова: дисперсионное соотношение, уравнение Рэлея, ветровые волны, метод цифровой трассерной визуализации, цветной шлирен-метод

**DOI**: 10.31857/S0002351524030024 **EDN: JIJDVK** 

#### ВВЕДЕНИЕ

Дисперсионное соотношение для гравитационно-капиллярных волн широко используется в различных геофизических приложениях [Голицын, 2013]. Для покоящейся среды такие волны хорошо изучены и результаты эксперимента и теории находятся в хорошем соответствии [Miles, 2001]. Для ветровых волн появляется дрейфовое течение и распространение поверхностных волн описывается уравнением Рэлея. Очевидно, что в случае, когда толщина пограничного слоя в воде велика по сравнению с глубиной возмущений в гравитационно-капиллярной волне, то модернизация уравнения связана с простым учетом эффекта Доплера. В случае, когда толщины сравнимы, учет эффекта сложен и в общем случае аналитическое решение отсутствует. В геофизике, как

правило, ограничиваются двумя предельными случаями, то есть учетом с помошью эффекта Доплера или анализом с помошью дисперсионного соотношения для неподвижной среды. Для объяснения "промежуточных ситуаций" часто рассматривается существование угла между направлением волн и направлением течения (см, например [Tilinina et al., 2022]). В то же время, есть и другое объяснение – это изменение соотношения между толщиной дрейфового слоя и длиной гравитационно-капиллярной волны. С точки зрения решения такой задачи можно выделить два подхода. Первый подход, основанный на простом анализе уравнения Рэлея, связан с поиском аналитических решений для некоторых видов профиля скорости [Burns, 1953; Hunt, 1955; Yih, 1972]. Второй подход связан с поиском эмпирических соотношений, фиксирующих отклонение эксперимен-

тальных данных от результата для покоящейся среды [Liberzon et al., 2011; Zavadsky et al., 2017]. Очевидны недостатки обоих подходов. В первом случае профили с аналитическими решениями не соответствуют реальным. Во втором не совсем понятно, что будет с поправками при изменении, например, параметров ветрового канала. Сравнение небольших [Longo et al., 2012] и более крупных каналов [Siddiqui et al., 2007] показывает, что параметры дрейфового ветрового течения отличаются очень существенно. Таким образом, эмпирические соотношения не могут описать всю совокупность явлений, а главное - не могут ответить на вопрос о применимости дисперсионного соотношения для ветровых волн в общем случае. В таких условиях оптимальным вариантом для проверки оказывается использование экспериментально измеренного профиля скорости и создание численного алгоритма, который позволяет рассчитать частоту для любого волнового вектора с помощью численного решения уравнения Рэлея [Tagakaki et al., 2020]. С точки зрения эксперимента необходимо определение рельефа волновой поверхности как функции координат и времени и определение профиля скорости. Существуют различные подходы к измерению этих величин. Широко распространенным методом измерения рельефа поверхности является стереосъемка, которая применяется как в натурных [Guimarães et al., 2020], так и в лабораторных [Shemer, 2019] условиях. Менее точным, но более простым методом, позволяющим охватить большие площади, оказывается применение радаров [Kanevsky, 2009; Yang et al., 2022]. Интересно отметить, что при измерении радарами возникает необходимость в двух подгоночных параметрах и они определяются как раз из линейного дисперсионного соотношения либо в пренебрежении доплеровскими эффектами, либо в предположении простого доплеровского сдвига. Используется также вариант с корректировкой этих величин либо за счет введения малой глубины слоя, либо за счет использования предположения о наличии угла между скоростью ветра и направлением распространения волн [Tilinina et al., 2022]. В лабораторных условиях более высокую точность измерений можно получить при фиксации отклонения лучей, преломляющихся на поверхности. Даже использование одного луча дает достаточно много информации с хорошим временным разрешением [Zavadsky et

al., 2017]. Возможно измерение профиля с помощью проволочных датчиков [Troitskaya et al., 2012; Tagakaki et al., 2020], но более перспективным является использование цветного шлирен-метода, впервые предложенного в [Zhang et al., 1994] и реализованного применительно к данной задаче впервые в [Veron et al., 2001]. Такой метод, по сравнению с перечисленными, дает не единичные точки, а большие массивы экспериментальных данных по пространству и времени. В настоящей работе используется модернизация данного метода, повышающая точность измерений [Плаксина и др., 2023].

Измерение профиля скорости дрейфового течения также может проводиться традиционными методами, например, связанными с использованием трубок Пито [Polnikov et al., 2020], или акустической доплеровской велосиметрии [Troitskaya et al., 2012], но в лабораторных условиях более информативным оказывается использование стандартного метода цифровой трассерной визуализации (PIV) [Raffel et al., 2018]. Метод PIV достаточно активно используется для измерений в ветровых каналах [Плаксина и др., 2023; Banner et al., 1998; Siddiqui et al., 2007]. Следует отметить, что для сильных ветровых волн применение метода PIV ограничено из-за турбулизации потока (см, например, [Troitskaya et al., 2012]), но в этом случае нелинейное взаимодействие приводит к невозможности применения уравнения Рэлея и необходимо рассматривать нелинейные поправки, используя существенные упрощения [Simmen et al., 1985; Tagakaki et al., 2020].

Использование ИК-термографии позволяет существенно расширить информацию о приповерхностном течении и может использоваться как для определения скорости поверхности по смещению мелких тепловых структур [*Кандауров* и др., 2014], так и для исследования вопроса о наличии или отсутствии поверхностной пленки [Плаксина и др., 2023; Veron et al., 2001].

# МЕТОДИКА РАСЧЕТА ДИСПЕРСИОННОГО СООТНОШЕНИЯ ПО УРАВНЕНИЮ РЭЛЕЯ

Рассмотрим уравнение Рэлея и алгоритм его численного решения при известном профиле дрейфовой скорости. Стандартный анализ малых возмущений (возмущения скорости в ветровой волне существенно меньше дрейфовой скорости) приводит к уравнению Рэлея [Miles, 2001; Burns, 1953; Yih, 1972; Hunt, 1955], описывающему малые возмущения скорости в приповерхностном слое. Выпишем уравнение для возмущений вертикальной скорости  $\tilde{v}$ 

$$(\omega - kU)\left(\frac{d^2\tilde{v}}{dz^2} - k^2\tilde{v}\right) + k\tilde{v}\frac{d^2U}{dz^2} = 0, \quad (1)$$

которое написано для гармоники возмущений вертикальной скорости

$$\tilde{v}(z)\exp(-i\omega t + ikx),$$
 (2)

распространяющейся по среде с профилем скорости U(z).

В (1, 2) ω – частота, *k* – волновой вектор, соответствующий горизонтальному распространению волны по направлению ветра.

Граничные условия для возмущений скорости определяются влиянием силы тяжести и лапласова давления и с учетом вертикального смещения поверхности ξ имеют стандартный вид

$$\frac{d\xi}{dt} = \frac{\partial\xi}{\partial t} + U(0)\frac{\partial\xi}{\partial x} = v_{z=0}$$

$$p' = -\rho g\xi + \sigma \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2}$$
(3)

где  $\rho$  — плотность жидкости, g — ускорение свободного падения,  $\sigma$  — коэффициент поверхностного натяжения,  $\xi$  — смещение рельефа по вертикальной оси, p' — возмущение давления. Для замыкания граничных условий необходимо использовать уравнение движения по оси x, выписанное для точки на поверхности z = 0:

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial x}p' = -\frac{\partial v_x}{\partial t} - U(0)\frac{\partial v_x}{\partial x} - v\frac{dU}{dz}$$
(4)

и уравнение непрерывности

$$\frac{\partial \mathbf{v}_x}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} = 0, \tag{5}$$

где  $v_x$  — возмущение скорости по горизонтальной оси. Исключая из (3)—(5) возмущения давления и горизонтальной скорости, из системы (3) получим с учетом разложения по гармоникам, аналогичного (2)

$$i(\omega - kU(0))\tilde{\xi} = -\tilde{v}$$
$$-kg\tilde{\xi} - \frac{\sigma k^{3}}{\rho}\tilde{\xi} = -i\left(\frac{\omega}{k} - U(0)\right)\frac{d\tilde{v}}{dz} + i\tilde{v}\frac{dU}{dz}.$$
<sup>(6)</sup>

Система (6) позволяет исключить возмущение вертикального смещения и свести граничные условия к одному уравнению для возмущения вертикальной скорости на поверхности

$$\tilde{v}\left(g + \frac{\sigma k^2}{\rho}\right) = -\left(\frac{\omega}{k} - U(0)\right)^2 \frac{d\tilde{v}}{dz} - \frac{\tilde{v}\left(\frac{\omega}{k} - U(0)\right)}{\frac{dU}{dz}}.$$
(7)

Уравнение (1) с граничным условием (7) и определяет решение задачи.

Например, при отсутствии дрейфовой скорости U(z) = 0, из (1) получим, что

$$\frac{d^2\tilde{\mathbf{v}}}{dz^2} - k^2\tilde{\mathbf{v}} = 0.$$
(8)

Решение (8), удовлетворяющее условию сходимости на глубине в приближении глубокой воды:

$$\tilde{\mathbf{v}} = \mathbf{v}_0 \exp(-kz). \tag{9}$$

Подстановка (9) в (7) приводит к известному дисперсионному соотношению

$$o^2 = kg + \frac{\sigma k^3}{\rho}.$$
 (10)

Это решение определяет первый предел по частотам. Второй предел определяется условием U(z) = U(0). В этом случае условие (9) сохраняется, а подстановка (9) в (7) дает

$$\left(\omega - kU(0)\right)^2 = \mathrm{kg} + \frac{\sigma \mathrm{k}^3}{\rho}.$$
 (11)

Это уравнение дает максимальное значение частоты. В случае сравнимой ширины дрейфового слоя и глубины гравитационно-капиллярных волн возникает промежуточная ситуация, "эффективная скорость" оказывается между нулем и величиной скорости дрейфа на поверхности U(0). По этой причине и частота оказывается между минимальным значением, определяемым (10), и максимальным, определяемым (11). Аналитические решения с различными профилями U(z) можно найти в [Burns, 1953; Hunt, 1955; Yih, 1972].

В рассматриваемых условиях можно использовать методику численного анализа дисперсионного уравнения [Таgakaki et al., 2020]. Уравнение (1) – второго порядка, и для заданной величины волнового вектора необходимо найти такую величину  $\omega$ , при которой величина  $\tilde{v}$  стремится к нулю при удалении на бесконечность по *z* (будет рассмотрено приближение глубокой воды, соответствующее экспериментальным условиям, расширение задачи на случай произвольной глубины слоя проблемы не представляет). Начальные условия при *z* = 0 определяются (7). Саму величину  $\tilde{v}(0)$  можно взять равной единице (в линейном

том 60 № 3 2024

приближении амплитуда произвольна), а производная удовлетворяет условию (7)

$$\left(\frac{\omega}{k} - U(0)\right)^2 \frac{d\tilde{v}}{dz} = -\left(g + \frac{\sigma k^2}{\rho}\right)\tilde{v} - \tilde{v}\left(\frac{\omega}{k} - U(0)\right)\frac{dU}{dz}_{z=0}.$$
 (12)

Задача может быть решена методом Рунге– Кутты с подбором величины  $\omega$  для заданного волнового вектора k. Полученная величина  $\omega$ для монотонного профиля скорости лежит в интервале от минимального значения, определяемого (10), до максимального, определяемого (11). Очевидно, что при сложном профиле дрейфового течения (например, со сменой направлений) диапазон изменения частоты может быть шире.

Приведенный алгоритм является общим и позволяет рассчитать дисперсионную кривую при произвольном заданном вертикальном профиле горизонтальной скорости.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для сравнения теоретических расчетов дисперсионной кривой с экспериментальными данными были проведены измерения, позволяющие определить необходимые нам параметры ветровых волн. Измерения проводились в ветро-волновом канале из прозрачного оргстекла в слое воды глубиной 29 см при различных скоростях ветра в двух вариантах – в чистой технической воде и при добавлении 0.1 мМ додецилсульфата натрия (SDS). Горизонтальные размеры канала отображены на рис. 1. На этом же рисунке обозначены места, в которых проводились измерения. Обдув поверхности происходил с узкого края через решетку размером 10 × 15 см, с ячейками 1 × 1 см. Решетка использовалась для формирования плоскопараллельного воздушного потока на начальном участке канала. Следует отметить, что соотношение глубины канала и размеров фиксируемых волн позволяли применять приближение глубокой воды.

Поля скорости измерялись методом цифровой трассерной визуализации вблизи поверх-



**Рис.** 1. Схема ветро-волнового канала (вид сверху). 1, 2, 3, 4, 5, 6 – места измерения полей скорости в воде в вертикальной плоскости и скорости ветра термоанемометром РСУ-423 на высоте 1.7 см от уровня невозмущённой поверхности; прямоугольниками обозначены области измерения поля температуры и рельефа поверхности. ности воды в вертикальных сечениях размером порядка 2×1 см, расположенных в 20, 40, 60, 80, 168 и 224 см от начала канала (см. рис. 1). Съемка велась высокоскоростной камерой с частотой 500 кадров в секунду. Далее поля вертикальной скорости усреднялись по горизонтальной координате и времени (период усреднения 10 с) и получались вертикальные профили горизонтальной составляющей скорости в поверхностном слое воды. По средней горизонтальной скорости на поверхности оценивалась скорость дрейфа поверхности по направлению ветра. Для используемой в работе съемки пространственное разрешение составляло 0.3 мм.

Определение рельефа поверхности в местах, обозначенных на рис. 1 прямоугольниками, проводилось цветным шлирен-методом [Плаксина и др., 2023; Zhang et al., 1994]. Пример результатов измерений приведён на рис. 2.

По полученным полям рельефа поверхности рассчитывался пространственно-временной спектр ветровых волн. Для сравнения с "классическими" методами следует указать, что количество измеряемых точек по пространству велико (примерно 1900 на 700 пикселей) для участка по-



**Рис.** 2. Примеры измеренных распределений рельефа поверхности в области 2 на рис. 1, при скорости ветра над этой областью  $2.7 \pm 0.1$  м/с: а – в воде, б – в воде с 0.1 мМ SDS (Для наглядности рельеф поверхности окрашен в оттенки серого согласно цветовой шкале соответствующей значениям *z*).

верхности длиной 40 см и шириной 15 см. В данных измерениях на каждый квадратный сантиметр приходится примерно 2000 пикселей, что позволяет рассматривать длины волн до 0.2 мм. Понятно, что эта величина зависит только от особенностей съемки и размеров матрицы. Частота съемки определяет разрешение по частотам. В нашем случае частоты ограничивались величиной 200 с<sup>-1</sup>.

С помощью ИК-термографии высокого разрешения тепловизором FLIR SC 7700 (спектральный диапазон 3.7–4.8 мкм, матрица 640 × 512 пикс) отслеживались термические структуры поверхности воды, по которым определялись наличие или отсутствие пленки естественных примесей на поверхности [Плаксина и др., 2023; Veron et al., 2001].

#### ЗАВИСИМОСТЬ ДИСПЕРСИОННОГО СООТНОШЕНИЯ В ВЕТРОВЫХ ВОЛНАХ ОТ НАЛИЧИЯ ПРИМЕСИ НА ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ И СКОРОСТИ ВЕТРА

Рассмотрим два типичных спектра ветровых поверхностных волн, полученных экспериментально на основе измерения рельефа поверхности в течении некоторого времени и средней скорости дрейфа. Такой подход позволяет проанализировать задачу даже без знания профиля дрейфового течения. Эти данные вполне доступны и при натурных измерениях. На рис. 3 приведены результаты для воды (скорость обдува  $v_{air} = 4.64$  м/с, скорость дрейфового течения на поверхности  $U_0 = 12.3$  см/с) и воды с добавлением SDS (ско-

рость обдува v<sub>air</sub> = 4.47 м/с, скорость дрейфового течения на поверхности  $U_0 = 28.4$  см/с). При данных скоростях область, на которой измеряется рельеф поверхности в воде, свободна от поверхностной пленки, а в воде с добавлением SDS пленка успевает восстанавливаться из объема в процессе движения за счет дрейфового течения. На оба спектра также нанесены дисперсионные кривые  $\omega(k)$ : сплошная без учета движения поверхности (10), пунктирная с учетом доплеровского сдвига по скорости (11). Из рис. 3 видно, что в воде в рассматриваемом диапазоне волновых векторов толщина дрейфового течения оказывается больше длины волны и результат хорошо описывается доплеровским приближением. Такая ситуация типична для ветровых каналов при использовании чистой воды [Veron et al., 2001; Tagakaki et al., 2020]. При добавлении малой примеси SDS толщина дрейфового течения существенно уменьшается и по графику 3б можно даже определить характерную толщину слоя. Она соответствует таким обратным волновым векторам, при которых начинается смещение с кривой (10) в сторону зависимости (11). Очевидно, что расположение реальной дисперсионной кривой между двумя предельными значениями может трактоваться как изменение угла между течением и ветром (то есть доплеровская добавка берется с некоторым весом, зависящим от угла). Однако рис. Зб свидетельствует, что изменение влияния доплеровской добавки может происходить в рамках одного измерения при увеличении волново-



**Рис.** 3. Сравнительный анализ спектров волн (прямоугольная область вблизи точки 2 на рис. 1): а – вода, б – вода с добавлением SDS. Сплошная и пунктирная кривые – расчеты по формулам (10) и (11) соответственно. Цветовые шкалы показывают десятичные логарифмы амплитуды спектральной плотности.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024



**Рис. 4.** а – нормированные на скорость дрейфа поверхности вертикальные профили горизонтальной скорости на расстоянии x = 40 см (точка 2 на рис. 1), полученные из PIV-измерений для 1 – воды, 2 – воды с SDS; б – зависимость возмущения скорости для k = 1.52 см<sup>-1</sup> от глубины для 1 – воды, 2 – воды с SDS, 3 – "классического" расчета (по формуле (9)).

го вектора k, и такое изменение свидетельствует о влиянии толщины дрейфового течения.

Любой анализ дисперсионного уравнения должен начинаться со сравнения значений kU(0) и  $\omega$ . Если отношение этих величин существенное в рассматриваемом диапазоне волновых векторов, необходимо учитывать доплеровский сдвиг и проводить анализ толщины дрейфового течения.

Профиль скорости в ветровом канале определяется замыканием течения и наличием двух областей — ветрового погранслоя и обратного течения. Очевидно, что обратное течение не будет влиять на распространение волн при условии, что оно расположено ниже, чем величина 1/k, определяющая глубину гравитационно-капиллярных поверхностных волн. На рис. 4 представлены типичные профили скорости для воды и воды с добавлением SDS для тех же параметров, как и на рис. 3. Как видно из рис. 4, предварительные выводы о разной толщине дрейфового течения полностью подтвердились. Сравнение профилей возмущений скорости, полученных из численного расчета и приведенных на рис. 46 для определенного волнового вектора, также подтверждает выдвинутые предположения. Профиль возмущения вертикальной скорости для воды практически совпадает с теоретическим (9), а вот при наличии SDS профиль сильно искажается за счет дрейфового течения, которое сильно меняется на глубине проникновения возмущений скорости.

Рассмотрим теперь, как в итоге меняется дисперсионное соотношение при увеличении скорости обдува в воде и в воде с добавлением SDS. На рис. 5 представлены результаты для разных скоростей обдува на расстоянии 40 см от начала канала для воды, а на рис. 6 — для воды с добавлением SDS. Как видно из представленных рисунков, расчет уравнения Рэлея с учетом реального профиля дрейфовой скорости достаточно точно описывает дисперсионную кривую и практически со-



**Рис.** 5. Дисперсионные кривые для воды на расстоянии 40 см от начала канала. (а)  $v_{air} = 1.49$  м/с,  $U_0 = 9.24$  см/с; (б)  $v_{air} = 2.24$  м/с,  $U_0 = 9.60$  см/с; (в)  $v_{air} = 3.32$  м/с,  $U_0 = 6.63$  см/с. Черная кривая – расчет по формуле (10), пунктирная – расчет по формуле (11), светлая кривая – расчет с учетом профиля скорости. Цветовые шкалы показывают десятичные логарифмы амплитуды спектральной плотности.



**Рис.** 6. Дисперсионные кривые для воды с добавлением SDS на расстоянии 40 см от начала канала:  $a - v_{air} = 1.34 \text{ м/c}$ ,  $U_0 = 8.06 \text{ см/c}$ ;  $6 - v_{air} = 2.08 \text{ м/c}$ ,  $U_0 = 12.8 \text{ см/c}$ ;  $B - v_{air} = 3.12 \text{ м/c}$ ,  $U_0 = 19.3 \text{ см/c}$ . Черная кривая – расчет по формуле (10), пунктирная – расчет по формуле (11), светлая кривая – расчет с учетом профиля скорости. Цветовые шкалы показывают десятичные логарифмы амплитуды спектральной плотности.



**Рис.** 7. Зависимость дисперсионного соотношения от расстояния x от начала канала для воды: a - x = 40 см,  $v_{air} = 2.79$  м/с,  $U_0 = 7.43$  см/с; 6 - x = 60 см,  $v_{air} = 2.68$  м/с,  $U_0 = 6.46$  см/с; B - x = 80 см,  $v_{air} = 2.52$  м/с,  $U_0 = 7.56$  см/с. Черная кривая – расчет по формуле (10), пунктирная – расчет по формуле (11), светлая кривая – расчет с учетом профиля скорости. Цветовые шкалы показывают десятичные логарифмы амплитуды спектральной плотности.



**Рис. 8.** Зависимость дисперсионного соотношения от расстояния от начала канала для воды с добавлением SDS:  $a - x = 40 \text{ см}, v_{air} = 2.60 \text{ м/c}, U_0 = 16.0 \text{ см/c}; 6 - x = 60 \text{ см}, v_{air} = 2.60 \text{ м/c}, U_0 = 17.7 \text{ см/c}; B - x = 80 \text{ см}, v_{air} = 2.44 \text{ м/c}, U_0 = 18.3 \text{ см/c}.$  Черная кривая – расчет по формуле (10), пунктирная – расчет по формуле (11), светлая кривая – расчет с учетом профиля скорости. Цветовые шкалы показывают десятичные логарифмы амплитуды спектральной плотности.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024

впадает с экспериментальными данными. Но для воды без добавления SDS дисперсионная кривая не сильно отличается от дисперсионной кривой, рассчитанной с учетом эффекта Доплера, тогда как для воды с добавлением SDS это расхождение значительно. С увеличением k отличие точного решения от классического дисперсионного соотношения, не учитывающего скорость дрейфа, растет очень существенно.

Следует иметь в виду, что применимость уравнения Рэлея ограничивается линейными эффектами. В теории поверхностных волн нелинейность, как правило, связывают с величиной  $k\xi$ . В данном случае эта величина не превышает в рассматриваемом диапазоне 0.21 для воды и 0.021 для воды с добавлением SDS. То есть в рассматриваемом диапазоне частот при распространении волн в воде с добавлением SDS условие  $v \ll U$  выполнено с большим запасом и применение уравнения Рэлея не вызывает вопросов. Для воды эти величины становятся сравнимыми для высоких частот, но уравнение Рэлея продолжает достаточно неплохо описывать дисперсионную кривую, но дает только небольшие поправки к простому доплеровскому сдвигу частоты. Условие малости скорости в гравитационной волне существенно нарушается для сильных ветровых волн [Tagakaki et al., 2020]. В этом случае уравнение Рэлея не выполнено и требуется анализ нелинейных режимов. Такой анализ в настоящее время рассматривался только для определенных типов основного течения (например, линейного [Simmen et al., 1985; Tagakaki et al., 2020]). Но линейный профиль для дрейфового течения в канале мало соответствует реальности.

Рассмотрим теперь зависимость дисперсионного соотношения от расстояния от начала канала. Очевидно, что от расстояния от начала канала зависит амплитуда волн и параметры спектра (см, например, [Мельникова и др., 2012]). В то же время, с точки зрения линейной теории, дисперсионное уравнение должно определяться только профилем скорости. Это свойство хорошо иллюстрируется рис. 7 и 8. На рисунках видно хорошее соответствие линейной теории и эксперимента.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Необходимость учета дрейфового течения при расчете дисперсионных кривых не вызывает сомнений. В то же время точный учет взаимодействия течения с гравитационно-капиллярной волной в линейном приближении требует решения уравнения Рэлея. С точки зрения анализа уравнения Рэлея существовал большой разрыв между решаемыми модельными задачами и расчетами для реальных профилей течения. В работе рассмотрен алгоритм расчета дисперсионного соотношения, который позволяет строить дисперсионные кривые, исходя из экспериментальных данных для реального профиля дрейфового течения. Основным фактором, определяющим влияние течения, оказывается отношение величины *kU*(0) к частоте волны ω. Если это отношение достаточно велико – в первую очередь необходимо проанализировать влияние простого доплеровского сдвига, дающего максимальное увеличение частоты. Как показывают наши эксперименты в ветровом канале и данные других авторов, для воды такой расчет оказывается достаточно точным, но такая ситуация вызвана только большой толщиной течения по сравнению с рассматриваемыми длинами волн. В реальных натурных условиях их отношение может быть любым. Еще один вывод работы связан с тем, что малые добавки растворимых примесей резко перестраивают структуру дрейфового течения. Такие добавки не образуют сликов в их классическом понимании, но создают "динамическую пленку", которая за счет процессов адсорбции-десорбции формирует специфическое дрейфовое течение, достаточно узкое и с малой амплитудой волн на поверхности по сравнению с чистой водой. Очевидно, что и в натурных условиях такой вариант вполне возможен. Представленные результаты указывают на тот факт, что уравнение Рэлея хорошо выполняется и позволяет получить дисперсионное соотношение в общем случае при выполнении линейного приближения. Стандартный анализ дисперсионного соотношения с применением "угла между волной и ветром", вообще говоря, не обязательно соответствует действительности. Длинноволновые волны имеют значительную глубину проникновения и влияние дрейфовых течений (а точнее, любых течений под поверхностью) может быть велико. Анализ дисперсионного уравнения оказывается полезным инструментом для анализа подповерхностных течений. Применяемая для радарных измерений нормировка по дисперсионному уравнению, вообще говоря, превращается в самосопряженную задачу. Только ДИСПЕРСИОННОЕ СООТНОШЕНИЕ ДЛЯ ВЕТРОВЫХ ВОЛН...

решение такой задачи позволит выработать правильные алгоритмы анализа ветрового волнения на основе радарных наблюдений.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем благодарность д.ф.-м.н. О. Н. Мельниковой за помощь в организации эксперимента. Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 22–79–00135). Было использовано оборудование, приобретенное за счет средств Программы развития Московского университета.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- *Голицын Г. С.* Статистика и динамика природных процессов и явлений: Методы, инструментарий, результаты. М.: Красанд, 2013. 400 с.
- Кандауров А.А., Троицкая Ю.И., Сергеев Д.А., Вдовин М.И., Байдаков Г.А. Среднее поле скорости воздушного потока над поверхностью воды при лабораторном моделировании штормовых и ураганных условий в океане // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 4. С. 455–467.
- Мельникова О. Н., Показеев К. В., Рожновская А. А. Дрейфовая скорость в области усиления ветровых волн // Изв. РАН. Серия физическая. 2012. Т. 76. № 12. С. 1515–1519.
- Плаксина Ю.Ю, Пуштаев А.В., Винниченко Н.А., Уваров А.В. Влияние слабой поверхностной плёнки на возникновение и распространение ветровых волн в канале // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 5. С. 661–672.
- Banner M. L., Peirson W. L. Tangential stress beneath wind-driven air-water interfaces // J. Fluid Mech. 1998. V. 364. P. 115–145.
- Burns J. C. Long waves in running water // Math. Proc. Camb. Phil. Soc. 1953. V. 49. № 4. P. 695–706.
- Guimarães P. V., Ardhuin F., Bergamasco F., Leckler F., Filipot J. F., Shim J. S., Dulov V., Benetazzo A. A data set of sea surface stereo images to resolve space-time wave fields // Sci. Data 2020. V. 7. № 1. P. 145.
- *Hunt J. N.* Gravity waves in flowing water // Proc. R. Soc. Lond. A. 1955. V. 231. № 1187. P. 496–504.
- *Kanevsky M. B.* Radar imaging of the ocean waves. Elsevier, 2008. 195 p.
- *Liberzon D., Shemer L.* Experimental study of the initial stages of wind waves' spatial evolution // J. Fluid Mech. 2011. V. 681. P. 462–498.
- Longo S., Chiapponi L., Clavero M., Mäkelä T., Liang D. Study of the turbulence in the air-side and water-side boundary layers // Coast. Eng. 2012. V. 69. P. 67–81.
- *Miles J.* Gravity waves on shear flows // J. Fluid Mech. 2001. V. 443. P. 293–299.
- *Polnikov V., Qiao F., Ma H.* Surface Drift Currents Induced by Waves and Wind in a Large Tank // J. Phys.

Oceanogr. 2020. V. 50. P. 3063-3072.

- Raffel M., Willert C. E., Scarano F., Kähler C. J., Wereley S. T., Kompenhans J. (2007) Particle image velocimetry: a practical guide. Third edition. Springer: Berlin, 2018. 669 p.
- Shemer L. On evolution of young wind waves in time and space // Atmosphere. 2019. V. 10. № 9. P. 562.
- Siddiqui K., Loewen M. R. Characteristics of the wind drift layer and microscale breaking waves // J. Fluid Mech. 2007. V. 573. P. 417–456.
- Simmen J. A., Saffman P. G. Steady deep-water waves on a linear shear current // Studies in Applied Mathematics. 985. V. 73. № . 1. P. 35–57.
- Takagaki N., Suzuki N., Troitskaya Y., Tanaka C., Kandaurov A., Vdovin M. Effects of current on wind waves in strong winds // Ocean Sci. 2020. V. 16. № 5. P. 1033–1045.
- Tilinina N., Ivonin D., Gavrikov A., Sharmar V., Gulev S., Suslov A., Suslov A., Fadeev V., Trofimov B., Bargman S., Salavatova L., Koshkina V., Shishkova P., Ezhova E., Krinitsky M., Razorenova O., Koltermann K. P., Tereschenkov V., Sokov A. Wind waves in the North Atlantic from ship navigational radar: SeaVision development and its validation with the Spotter wave buoy and WaveWatch III // Earth Sys. Sci. Data 2022. V. 14. № 8. P. 3615–3633.
- *Troitskaya Y. I.,* Sergeev D.A., Kandaurov A.A., Baidakov G.A., Vdovin M.A., Kazakov V. I. Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // J. Geophys. Res.: Oceans. 2012. V. 117. № C11. COOJ21.
- Veron F., Melvill W. K. Experiments on the stability and transition of wind-driven water surfaces // J. Fluid Mech. 2001. V. 446. P. 25–65.
- Yang J., Wang C., Tian, Y., Zhou H., Wen B. Wind direction inversion using shore-based UHF radar // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2022. V. 60. P. 1–16.
- *Yih C. S.* Surface waves in flowing water // J. Fluid Mech. 1972. V. 51. № 2. P. 209–220.
- Zavadsky A., Benetazzo A., Shemer L. On the twodimensional structure of short gravity waves in a wind wave tank // Phys. Fluids. 2017. V. 29. № 1. P. 016601.
- Zavadsky A., Shemer L. Water waves excited by nearimpulsive wind forcing // J. Fluid Mech. 2017. V. 828. P. 459–495.
- *Zhang X., Cox C.* Measuring the two-dimensional structure of wavy water surface optically: A surface gradient detector // Exp. Fluids 1994. V. 7. P. 225–237.
- Zhang X., Dabiri D., Gharib M. Optical mapping of fluid density interfaces: Concepts and implementations//Rev. Sci. Instrum. 1996. V. 67. № 5. P. 1858–1868.

### DISPERSION RELATION FOR WIND WAVES WITH ACCOUNT FOR THE DRIFT CURRENT

#### Yu. Yu. Plaksina<sup>1,\*</sup>, A. V. Pushtaev<sup>1</sup>, V. I. Rodygin<sup>1</sup>, N. A. Vinnichenko<sup>1</sup>, A. V. Uvarov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Leninskiye Gory, 1/2, Moscow, 119991 Russia

\*e-mail: yuplaksina@mail.ru

Analysis of the wind waves dispersion relation becomes complicated if drift current is present. In general, this relation is derived from the Rayleigh equation, which does not have an analytical solution for an arbitrary velocity profile. In the limiting case, when the gravity-capillary wavelength is small compared to the typical flow depth, the simple Doppler approximation can be used. But in general, this approximation is not valid, and it necessary to take into account the vertical profile of horizontal velocity up to the depth, which corresponds to the considered wavelength. The velocity profile of the drift current is determined using Particle Image Velocimetry. High-resolution spatiotemporal spectra of the waves are obtained with color schlieren technique. Small addition of sodium dodecyl sulfate enabled us to estimate the influence of soluble impurities on the structure of the drift current and modification of the ratio between the drift current depth and the gravity-capillary wavelength. In the present work, an algorithm for numerical calculation of the dispersion relation for a given velocity profile is proposed. It is shown that the dispersion relation for a wind channel is adequately described by Rayleigh equation and the angle between the wave propagation direction and the wind, which is introduced in geophysics for correction of the dispersion relation, may be actually related to different values of the ratio between the wavelength and the drift current depth.

Keywords: dispersion relation, Rayleigh equation, wind waves, Particle Image Velocimetry, color schlieren technique

УДК 551.581

## ГИСТЕРЕЗИСНЫЙ ХАРАКТЕР ОТКЛИКА ГЛОБАЛЬНОГО УГЛЕРОДНОГО ЦИКЛА НА АНТРОПОГЕННЫЕ ЭМИССИИ СО<sub>2</sub> В АТМОСФЕРУ

© 2024 г. А.В. Елисеев<sup>а, b, c, d, e, \*</sup>, Р.Д. Гизатуллин<sup>с</sup>

<sup>a</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Poccuя, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, с. 2 <sup>b</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Poccuя, 119017, Москва, Пыжевский пер., 3 <sup>c</sup>Казанский (Приволжский) федеральный университет Poccuя, 420097, Казань, ул. Товарищеская, 5 <sup>d</sup>Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Poccuя, 119333, Москва, ул. Губкина, 8 <sup>e</sup>Институт прикладной физики Poccuйской Академии наук, ул. Ульянова, 46, Нижний Новгород, 603950 Россия E-mail: eliseev.alexey.v@mail.ru Поступила в редакцию 26.09.2023 г. После доработки 10.01.2024 г.

Принята к публикации 28.02.2024 г.

С моделью Земной климатической системы Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (МЗС ИФА РАН) выполнены идеализированные численные эксперименты с увеличением антропогенных эмиссий СО<sub>2</sub> в атмосферу и последующим их снижением. В указанных численных экспериментах выявлена инерционность различных компонент Земной климатической системы, приводящая к запаздыванию отклика различных составляющих углеродного цикла относительно интенсивности антропогенных эмиссий на несколько десятилетий. Инерционность компонент углеродного цикла приводит к гистерезисному отклику его характеристик на немонотонные во времени антропогенные эмиссии СО<sub>2</sub> в атмосферу, заметному, в частности, для полной первичной продукции и дыхания растений и почвы. В свою очередь, гистерезисный отклик характеристик глобального углеродного цикла указывает на необратимость его изменений на масштабах (по крайней мере) в несколько десятилетий. Последнее должно учитываться при планировании мероприятий по предотвращению изменений климата и/или смягчению последствий этих изменений.

**Ключевые слова:** глобальный углеродный цикл, временные масштабы, МЗС ИФА РАН, гистерезис, необратимость климатических изменений

DOI: 10.31857/S0002351524030038 EDN: JIBRIX

#### 1. ВВЕДЕНИЕ

Одно из фундаментальных свойств любой макроскопической физической системы, в том числе Земной климатической системы (ЗКС) — ее инерционность, проявляющаяся в конечности времени отклика на внешнее воздействие. Спектр временных масштабов такого отклика важен как для диагностики причин климатических изменений, так и в связи с возможной частичной необратимостью изменений климата.

Под термином "инерционность" понимается внутренний временной масштаб системы, приводящий к отличию отклика системы на внешнее воздействие в данный момент времени от равновесного. Например, для уравнения вида dX/dt = G(t) - k X с переменной состояния *X* и внешним воздействием G(t), зависящим от времени *t*, равновесный отклик для каждого момента времени равен  $X_{eq}(t) = G(t)/k$ . Однако конечное значение *k* в такой системе приводит к наличию временного масштаба  $k^{-1}$ , так что при каждом t > 0 решение X(t) имеет вид свёртки между G(t) и ядром exp(-k t), так что  $X(t) \neq X_{eq}(t)$ .

Определение необратимости происходящих климатических изменений приведено в Шестом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменениям климата (МГЭИК): "Изменение считается необратимым, если оно приводит к состоянию систему, такому что временной масштаб восстановления из него за счет естественных процессов существенно превышает временной масштаб, за который оно было достигнуто» [Climate Change, 2021] (см. также [Елисеев, 2023]). Такое определение означает, в частности, что изменение состояния климата считается необратимым даже в случае возвращения ЗКС в исходное (до возмущения) состояние, если это происходит за достаточно длительный интервал времени.

296

Вопрос необратимости современных изменений климата актуален, например, в связи возможным смягчением антропогенного воздействия на климат через некоторый интервал времени. Такое смягчение рассматривается в некоторых сценариях поколения RCP (Representative Concentration Pathways; использовались в проекте сравнения моделей ЗКС СМІР5 – Coupled Models Intercomparison Project, phase 5) [Moss et al., 2010] и поколения SSP (Shared Socioeconomic Pathways; использовались в проекте СМІР6 – СМІР, phase 6) [Gidden et al., 2019].

При немонотонных во времени антропогенных эмиссиях СО, в атмосферу возвращение системы к исходному состоянию после возмущения траектория системы носит гистерезисный характер, так что в координатах «внешний управляющий параметр-исследуемая переменная модели» или в координатах «глобальная характеристика модельного климата-исследуемая переменная модели» имеет вид гистерезисной петли [Boucher et al., 2012; Елисеев и др., 2012; Eliseev et al., 2014; Wu et al., 2015; Kim et al., 2022; Kug et al., 2022]. В качестве управляющего параметра для системы координат первого типа можно использовать, например, интенсивность антропогенных эмиссий углекислого газа в атмосферу для моделей Земной климатической системы с углеродным циклом или концентрацию СО, в атмосфере для моделей без углеродного цикла. В качестве глобальной характеристики модели для системы координат второго типа часто используют глобально осреднённую среднегодовую приземную температуру, которая является внутренней (а не внешней) переменной модели ЗКС.

Надо отметить, что указанные два типа систем координат принципиально различны относительно механизмов формирования гистерезисной кривой. Для координат первого типа эта кривая возникает из наличия инерционности ЗКС как целого. Формирование гистерезисной кривой в координатах второго типа связано с существенным отличием временного масштаба отклика для одной из компонент системы относительно соответствующего временного масштаба ЗКС как целого.

Дополнительно отметим, что для системы координат первого типа известен и другой механизм формирования гистерезиса, связанный с наличием множественных состояний равновесия у системы. В климате наиболее известным примером такого гистерезиса являются зависимость интенсивности океанического конвейера от интенсивности потока пресной воды из атмосферы или с суши в Северную Атлантику (например, [Rahmstorf et al., 2005]) и бистабильность глобальной приземной температуры в энергобалансовой модели климата М. И. Будыко [Будыко, 1968; Budyko, 1969].

Большая часть отмеченных выше работ (за исключением [Boucher et al., 2012]) не анализирует гистерезисные эффекты в наземном углеродном цикле. Такой анализ является целью данной работы. При этом по сравнению с [Boucher et al., 2012], во-первых, в качестве внешнего воздействия на ЗКС используются внешние эмиссии углекислого газа в атмосферу (в [Boucher et al., 2012] использовались сценарии для концентрации этого газа в атмосфере). Во-вторых, по сравнению с [Boucher et al., 2012], анализ расширен на большее число переменных.

#### 2. МОДЕЛЬ И ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

В работе была использована модель Земной климатической системы промежуточной сложности (МЗС) [Петухов, 1980; Petoukhov et al., 1998; Мохов и др, 2002, 2005, 2020; Мохов, Елисеев, 2012; Елисеев и др., 2012; Eliseev et al., 2014] Института физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук (ИФА РАН). Эта модель – единственная российская модель, относящаяся к классу МЗС промежуточной сложности [Claussen et al., 2000]. Наряду с моделью общей циркуляции Института вычислительной математики РАН [Volodin et al., 2018; Володин, 2023], она является одной из двух российских трехмерных моделей Земной климатической системы.

МЗС ИФА РАН включает в себя блоки переноса коротковолновой и длинноволновой радиации, конвекции, образования облаков и осадков. В настоящее время в схеме переноса коротковолновой радиации учитывается влияние параметров земной орбиты, альбедо поверхности, характеристик облачности, водяного пара и тропосферных



**Рис. 1.** Временные зависимости концентрации  $q_{CO2}$  в атмосфере (а) и глобально осреднённой среднегодовой приземной температуры  $T_g$  (б) в численных экспериментах с МЗС ИФА РАН. Вертикальным серым пунктиром указан модельный год с максимальной интенсивностью ежегодных антропогенных эмиссий СО, в атмосферу.

и стратосферных сульфатных аэрозолей. В блоке переноса длинноволновой радиации учитывается температура и влажность атмосферы, облачность, углекислый газ, метан, закись азота и фреоны. Крупномасштабная динамика атмосферы (с масштабом больше синоптического) описывается явно. Синоптические процессы параметризуются с использованием диффузионного приближения. Это позволяет существенно уменьшить время, необходимое для модельных расчетов. Характеристики морского льда в МЗС ИФА РАН вычисляются диагностически в зависимости от приповерхностной температуры и температуры поверхности океана. Кроме того, МЗС ИФА РАН включает детальный блок термофизики почвы [Аржанов и др., 2008] и блоки углеродного [Елисеев, 2011; Елисеев и др., 2017] (см. также далее) и метанового циклов [Денисов и др., 2015]. Горизонтальное разрешение МЗС ИФА РАН составляет 4.5° широты и 6° долготы с 8 уровнями по вертикали в атмосфере (вплоть до 80 км) и 3 уровнями в океане.

Схема наземного углеродного цикла M3C ИФА РАН, включающая в себя описана в [Eliseev, Mokhov, 2011; Елисеев, 2011, 2012; Елисеев, Сергеев, 2014; Елисеев и др., 2014, 2017]. Особенностью схемы является мозаичный подход, позволяющий учитывать наличие более чем одного функционального типа растительности в вычислительной ячейке модели. В качестве схемы углеродного цикла океана в M3C ИФА РАН в настоящее время используется глобально осредненная модель, основанная на модели Бакастоу, но учитывающая зависимость констант химических реакций морского углеродного от температуры (см. [Muryshev et al., 2017]). Углеродный цикл модели замыкается уравнением баланса массы углерода в атмосфере в приближении хорошо перемешанного газа для CO<sub>2</sub> и в пренебрежении вкладом других углеродосодержащих веществ в этот баланс. Качество воспроизведения современных характеристик углеродного цикла и их изменений моделью описано в [Eliseev, Mokhov, 2011; Елисеев и др., 2014, 2017].

На междесятилетнем временном масштабе МЗС достаточно реалистично описывают отклик климата на внешние воздействия [Мохов и др., 2002, 2005, 2020; Мохов, Елисеев, 2012]. В частности, МЗС ИФА РАН реалистично воспроизводит доиндустриальное и современное состояние климатической системы, а также общее изменение климата последних нескольких столетий, в том числе наблюдавшиеся в XX в. Изменения характеристик состояния климата и экосистем в МЗС ИФА РАН при различных сценариях антропогенного воздействия на климат в XXI в. находятся внутри интервала, полученного по результатам расчетов с другими современными моделями климата. Равновесное изменение глобально осреднённой среднегодовой температуры атмосферы у поверхности при удвоении содержания углекислого газа в атмосфере для МЗС ИФА РАН равна 2.2 К – это значение близко к нижней границе интервала от 1.8 до 5.6 К, характерного для современных моделей [Climate Change, 2021].

С моделью были проведены численные эксперименты в соответствии с условиями проекта ZECMIP (Zero Emissions Commitment Model Intercomparison Project) [MacDougall et al., 2020]. Единственным воздействием на модель были внешние эмиссии CO<sub>2</sub> в атмосферу, интенсивность которых имела вид симметричного по времени «колокола» длительностью 100 лет с ну-



**Рис. 2.** Подобно рис. 1, но для глобальных характеристик углеродного цикла: интенсивности потоков CO<sub>2</sub> из атмосферы в океан  $F_0$  и в наземные экосистемы  $F_L$  (а и б соответственно), интенсивностей фотосинтеза наземной растительности  $F_{GPP}$ , разложения углерода опада и почвы  $R_s$  и эмиссий CO<sub>2</sub> в атмосферу из-за природных пожаров  $E_f$  (в, г и д соответственно), запасов углерода в наземной растительности  $C_v$  и почве/опаде  $C_s$  (е и ж соответственно) и отклонения запаса углерода в океане от начального значения  $\Delta C_0$  (з).

левыми значениями в первый год и сотый года интегрирования и максимумом в модельный год  $\tau_0 = 50$  лет (см. рис. 1b из [MacDougall et al., 2020]). С моделью были проведены 3 численных эксперимента: В.1, В.2 и В.3, в которых суммарное по времени выделение CO<sub>2</sub> в атмосферу составило 1000, 750 и 2000 ПгС соответственно. Остальные граничные условия модели были заданы в соответствии с их доиндустриальными значениями. Для установления конечного равновесного состояния модели длительность каждого из указанных численных экспериментов была выбрана равной 1000 лет. Соответствия между модельными годами в данных численных экспериментах и календарными годами не предусматривалось.

В качестве начальных условий для интегрирования M3C были использованы результаты равновесного доиндустриального численного эксперимента с моделью. Однако ввиду наличия небольшого остаточного тренда ряда характеристик углеродного цикла, указанный равновесный доиндустриальный эксперимент был продлен еще на 1000 лет, и его результаты для каждого модельного года были вычтены из результатов расчетов В.1, В.2 и В.3 для того же модельного года. В дальнейшем результаты представлены только для указанных разностей, при этом для простоты эти разности также обозначены просто как В.1, В.2 и В.3 соответственно.

#### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ

#### 3.1. Временные особенности изменения характеристик состояния климата и углеродного цикла

Антропогенные эмиссии СО, в атмосферу приводят к увеличению его концентрации в атмосфере q<sub>со2</sub> (рис. 1а). Значение этой переменной увеличивается от начального значения 285 млн<sup>-1</sup> до максимума, который в зависимости от сценария антропогенных эмиссий СО, составляет от 463 до 828 млн<sup>-1</sup>. Указанный максимум достигается примерно через  $\tau_{aCO2} = 25$  лет после модельного года  $\tau_0$ с максимальной интенсивностью ежегодных эмиссий Есог углекислого газа в атмосферу. При этом доля кумулятивных (суммарных с начала интегрирования) антропогенных эмиссий СО<sub>2</sub>, накопленная в атмосфере, в период увеличения  $E_{co2}$  близка к 1/3 и немного увеличивается со временем, а потом начинает уменьшаться и через несколько сот модельных лет достигает асимптотического значения, равного 10-13% в зависимости от сценария.

В свою очередь, накопление углекислого газа в атмосфере приводит к потеплению климата. В зависимости от сценария среднеглобальное среднегодовое приземное потепление составляет от 1.5 до 2.7 К и достигается через  $\tau_{Tg} = 60-70$  лет после максимума  $E_{CO2}$  (рис. 16), после чего среднегодовая среднеглобальная приземная температура  $T_g$  снижается, но не возвращается к начальному значению. Запаздывание  $T_g$  относительно  $q_{CO2}$  при антропогенных эмиссиях углекислого газа в атмосферу на несколько десятилетий согласуется с результатами [Muryshev et al., 2017]. Для каждого из сценариев в год с максимумом  $T_g$  также отмечается максимум глобальных осадков.

Максимум интенсивности поглощения углекислого газа океаном  $F_0$  также запаздывает относительно максимума интенсивности эмиссий на примерно 20 лет, причем этот временной сдвиг практически не зависит от сценария антропогенных эмиссий (рис. 2а). Однако этот максимум достигается раньше соответствующего максимума  $T_g$ . Последнее связано с ролью растворимости  $CO_2$  в океане, которая уменьшается при потеплении климата и тем самым замедляет увеличение  $F_0$  при накоплении углекислого газа в атмосфере.

В свою очередь, модельный год с максимальной интенсивностью поглощения углекислого газа наземными экосистемами  $F_{\rm L}$  практически совпадает с годом максимума интенсивности эмиссий (рис. 26). Однако такое совпадение является следствием взаимной компенсации особенностей временного хода составляющих этого поглощения. При выделении интенсивностей полной первичной продукции  $F_{\rm GPP}$ , дыхания наземной растительности  $R_{\rm v}$ , разложения органики почвы и опада (дыхания почвы)  $R_{\rm s}$  и эмиссий СО<sub>2</sub> в атмосферу при природных пожарах  $E_{\rm c}$ :

$$= F_{\rm GPP} - R_{\rm V} - R_{\rm S} - E_{\rm f}, \qquad (1)$$

годы с максимумами этих интенсивностей различаются между собой при данном сценарии эмиссий. Интенсивность чистой первичной продукции достигает максимума через  $\tau_{GPP} = 34-55$  лет после максимума интенсивности  $E_{CO2}$  (рис. 2в),  $R_V$ и  $R_S$  – практически одновременно через 46–55 лет после максимума интенсивности  $E_{CO2}$  (для последней переменной см. рис. 2г), а интенсивность эмиссий CO<sub>2</sub> в атмосферу при природных пожарах – через 37–46 лет соответственно (рис. 2д). Для каждой из этих переменных указанное смещение минимально (максимально) при сценарии

2024

 $F_{\rm T}$ 

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3

В.2 (В.3) с наименьшими (наибольшими) суммарными антропогенными эмиссиями CO<sub>2</sub> в атмосферу.

Временной сдвиг максимума интенсивности чистой первичной продукции относительно максимума Е<sub>СО2</sub> определяется влиянием накопления углекислого газа в атмосфере на продуктивность наземной растительности (эффектом фертилизации) и соответствующим влиянием изменений климата (в основном за счет роста интенсивности осадков и удлинения вегетационного периода в средних и субполярных широтах). Как следствие, значение  $\tau_{_{\rm GPP}}$  находится между значениями  $\tau_{T_g}$  и  $\tau_{qCO2}$ . В свою очередь, сдвиг максимума интенсивности дыхания наземной растительности относительно τ<sub>0</sub> близок к соответствующему сдвигу для глобального запаса углерода C<sub>v</sub> в наземной растительности (в зависимости от сценария через  $\tau_{CV} = 41-52$  года; рис. 2е), но не идентичен ему ввиду различий отклика этого запаса между различными природными зонами. Отметим, что максимум запаса углерода  $C_{\rm s}$  в опаде и почве достигается заметно позже соответствующего максимума  $R_{\rm S}$  – через  $\tau_{\rm CS}$  = 50–55 лет после  $\tau_{\rm 0}$  (рис. 2ж). Соотношение между то годом максимума интенсивности разложения углерода опада и почвы можно объяснить как следствие положительной связи  $R_{s}$ и с этим запасом (коэффициент этой связи зависит от природной зоны), и с приземной температурой в данной ячейки расчетной сетки модели. Наконец, максимум интенсивности эмиссий СО, в атмосферу при природных пожарах достигается за несколько лет до достижения максимума запаса углерода в растительности, что связано с влиянием осадков на активность природных пожаров.

Кроме того, через 75–87 лет (тем раньше, чем больше интенсивность антропогенных эмиссий) после года максимума  $E_{\rm CO2}$  интенсивность поглощения углерода из атмосферы наземными экосистемами достигает отрицательного экстремума. Период с  $F_{\rm L} < 0$  – хорошо известная особенность временной динамики интенсивность поглощения углерода из атмосферы наземными экосистемами, проявляющаяся и в других численных экспериментах с антропогенным парниковым потеплением климата [Cox et al., 2000; Елисеев и др., 2007; Climate Change, 2021].

Океан в целом поглощает СО<sub>2</sub> из атмосферы на протяжении интегрирования модели при каждом из сценариев антропогенных эмиссий, так что

максимум запаса углерода в океане не выявляется (рис. 23). Однако интенсивность этого поглощения становится очень малой после нескольких сотен лет интегрирования, так что запас углерода в океане после этого периода практически не меняется.

3.2. Гистерезис отклика характеристик глобального углеродного цикла на изменения климата

Различие времен отклика различных компонент углеродного цикла на антропогенные эмиссии в атмосферу приводит к частичной необратимости происходящих климатических изменений. Как было указано во Введении, это проявляется в гистерезисных кривых в координатах второго типа. В качестве оси абсцисс для этих координат можно выбрать глобально осреднённую среднегодовую приземную температуру  $T_a$  (рис. 3).

В качестве меры гистерезиса для переменной X можно выбрать значение разности этой переменной, осредненной по интервалам лет  $I_1$  и  $I_2$ , расположенных соответственно на ветвях роста и уменьшения  $T_c$ :

$$\overset{g}{H}_{X} = \left\langle X \right\rangle |_{1} - \left\langle X \right\rangle |_{2}, \tag{2}$$

где  $\langle X \rangle |_i$  - среднее значение переменной *X* на интервале  $I_i$  (*i* = 1, 2). На выбор интервалов  $I_1$  и  $I_2$  дополнительно налагается условие

$$\langle T_g \rangle |_l = \langle T_g \rangle |_2$$
. (3)

Кроме того, можно использовать соответствующее относительное значение

$$h_{X} = 2H_{X} / (\langle X \rangle |_{1} + \langle X \rangle |_{2}).$$
(4)

Модельные годы для интервалов  $I_1$  и  $I_2$  указаны в табл. 1. Наряду с выполнением условия (3), их выбор был обусловлен компромиссом между двумя условиями: достаточной ширины гистерезисной петли для каждой из анализируемых переменных и длиной каждого из интервала не менее нескольких лет.

Для концентрации углекислого газа в атмосфере абсолютная ширина гистерезисной петли в зависимости от сценария равна от 39 до 114 млн<sup>-1</sup> (рис. 3а), что соответствует разности масс углеро

**Таблица 1.** Интервалы модельных лет *I*<sub>1</sub> и *I*<sub>2</sub>, включенные в осреднение для восходящих и нисходящих ветвей гистерезисной петли

Численный эксперимент	$I_{I}$	$I_2$
B.1	89-103	126-170
B.2	81-89	150-196
B.3	85-95	126-170

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024



**Рис. 3.** Гистерезисные кривые в зависимости от глобально осреднённой среднегодовой температуры  $T_g$  для концентрации углекислого газа в атмосфере  $q_{CO2}$  (а), аномалии запаса углерода в океане  $\Delta C_0$  (б), запасов углерода в наземной растительности  $C_v$  и в почве  $C_s$  (в и г соответственно), интенсивностей потоков CO<sub>2</sub> из атмосферы в океан  $F_0$  и наземные экосистемы  $F_1$ , фотосинтеза наземной растительности  $F_{GPP}$  и потока CO<sub>2</sub> в атмосферу из-за разложения органики почвы  $R_s$  (д, е ж и з соответственно). Серым прямоугольником показаны интервалы осреднения по гистерезисным кривым для сценария В.3, на основании которых получен рис. 4.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024

да в атмосфере между ветвями гистерезисной петли от 83 до 242 ПгС. Соответствующий интервал относительной интенсивности гистерезиса для этой переменной составляет от 9 до 16%. И для абсолютной, и для относительной меры гистерезиса значение больше для сценария с большими кумулятивными антропогенными эмиссиями CO<sub>2</sub> в атмосферу.

Практически монотонный рост содержания углерода в океане на протяжении всего интегрирования модели приводит к тому, что для запаса углерода в океане абсолютная мера гистерезиса максимальна по сравнению с соответствующей интенсивностью для других резервуаров Земной климатической системы. Значение Н<sub>со</sub> изменяется от -58 ПгС при сценарии В.1 до -136 ПгС при сценарии В.3 (рис. 3б). Таким образом, оно немонотонно относительно кумулятивных антропогенных эмиссий. Соответствующая относительная мера гистерезиса для  $C_0$  не приводится ввиду того, что в используемой версии МЗС ИФА РАН вычисляется только аномалия содержания углерода в океане относительно начального значения (и только ее среднеглобальное значение).

Абсолютная мера гистерезиса для запаса углерода в наземной растительности зависит относительно слабо от сценария антропогенных эмиссий. Она изменяется от 10 ПгС при сценарии В.3 до 13 ПгС при сценарии В.1 (рис. 3в). В относительных единицах это соответствует интервалу от 1.6 до 2.3%.

Пространственная структура меры гистерезиса для запаса углерода в наземной растительности на единицу площади, как для и других переменных, анализируемых в данной работе, подобна между сценариями антропогенных эмиссий в атмосферу, но ее абсолютное значение зависит от соответствующей кумулятивной интенсивности. В связи с этим здесь и далее обсуждаются только результаты для сценария В.3 с наибольшими антропогенными эмиссиями СО, в атмосферу. При этом сценарии для запаса углерода в растительности на единицу площади мера гистерезиса  $H_{av}$  положительна в регионах тропических лесов, где она достигает 0.5 кгС м<sup>-2</sup> (рис. 4а). Положительные значения в тропиках частично компенсируются меньшими по модулю (до 0.3 кгС м<sup>-2</sup>) отрицательными значениями в средних широтах.

Подобно полученному для запаса углерода в океане, мера гистерезиса для запаса углерода

в опаде и почве немонотонна относительно кумулятивных антропогенных эмиссий. Значение  $H_{cs}$  изменяется от 5 ПгС при сценарии В.1 до 8 ПгС при сценарии В.3 (рис 3г). В относительных единицах это составляет несколько десятых долей процента. Для запаса углерода в растительности на единицу площади  $c_s$  мера гистерезиса  $H_{cs}$  положительна в тропиках и субтропиках и отрицательна в средних и субполярных широтах (рис 46). В обоих случаях типичные значения этой меры составляют несколько десятых кгС·м<sup>-2</sup>.

Мера гистерезиса запасов углерода в резервуарах ЗКС связана с соответствующей мерой интенсивности потоков между этими резервуарами. В частности, для потока углерода из атмосферы в океан  $H_{_{FO}}$  изменяется от 1.4 ПгС год<sup>-1</sup> (что соответствует  $h_{FO} = 67\%$ ) при сценарии В.2 до 5.5 ПгС год<sup>-1</sup> (*h*<sub>во</sub> =74%) при сценарии В.3 (рис. 3д). Для потока углерода из атмосферы в наземные экосистемы F<sub>1</sub> абсолютная мера гистерезиса меньше – от  $0.6 \Pi \Gamma C$  год<sup>-1</sup> при сценарии В.2 до  $1.0 \Pi \Gamma C$ год<sup>-1</sup> при сценарии В.3 (рис. 3е). Тем не менее, для интенсивности f<sub>1</sub> поглощения углерода из атмосферы наземными экосистемами на единицу площади можно отметить разные знаки меры гистерезиса  $H_{\rm fl}$  в разных регионах: большие по модулю (до 50 гС м<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup> при сценарии В.3) положительные значения в средних и субполярных широтах, которые частично компенсируются относительно малыми по модулю (не более 16 гС м<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup> при том же сценарии) отрицательными значениями в тропиках (рис. 4в). Такая пространственная структура интенсивности потока согласуется с соответствующими аномалиями запасов углерода в растительности, опаде и почве.

Основной вклад в формирование гистерезиса отклика потока  $CO_2$  между атмосферой и наземными экосистемами и на глобальном, и на региональном уровне связан с вкладом соответствующих мер гистерезиса для интенсивности фотосинтеза наземной растительности, интенсивности разложения органики почвы и опада и (в меньшей степени) с гистерезисом интенсивности дыхания растений. На глобальном уровне мера гистерезиса интенсивности фотосинтеза наземной раститеза наземной растительности дыхания растений. На глобальном уровне мера гистерезиса интенсивности фотосинтеза наземной растительности составляет от 3.2 ПгС год<sup>-1</sup> при сценарии В.2 до 3.8 ПгС год<sup>-1</sup> при сценарии В.1 (рис. 3ж). Во всех регионах мера гистерезиса  $H_{fGPP}$  для интенсивности на и особенно велика в регионах распростране-



**Рис. 4.** Различие значений характеристик наземного углеродного цикла между восходящей и нисходящей ветвями гистерезисных кривых при сценарии В.3 для модельных лет, указанных в табл. 1: запасов углерода в наземной растительности  $H_{cv}$  и почве/опаде  $H_{cs}$  на единицу площади (а и б соответственно), интенсивности на единицу площади для полного потока CO<sub>2</sub> из атмосферы в наземные экосистемы  $H_{fl}$ , фотосинтеза наземной растительности  $H_{cy}$  и разложения органики почвы и опада  $H_{rs}$  (в, г, д и е соответственно). Ненулевые значения характеристик наземного углеродного цикла над океаном связаны с неточностью распределения суши и океана в модели.

ния тропических лесов (где она при сценарии В.3 превышает 50 гС м<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup>; рис. 4г). Такая структура указывает на преимущественное влияние эффекта фертилизации в формировании  $H_{fGPP}$ .

Глобальная мера гистерезиса для интенсивности разложения органики почвы составляет от 2.2 ПгС год<sup>-1</sup> при сценарии В.3 до 3.0 ПгС год<sup>-1</sup> при сценарии В.1 (в соответствии с (1) гистерезис дыхания почвы компенсирует гистерезис интенсивности фотосинтеза), см. рис. 33. На региональном уровне мера гистерезиса интенсивности разложения органики почвы и опада на единицу площади

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024

*H*<sub>-s</sub>, однако, оказывается положительной в регионах распространения тропических лесов и отрицательной в более высоких широтах (рис. 4е). При этом в обоих случаях типичные значения  $H_{s}$ по абсолютной величине составляют несколько десятков гС м<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup>. Такая структура указывает на различие процессов на формирование гистерезиса этого потока в разных регионах. В тропических лесах связанный с эффектом фертилизации гистерезис интенсивности фотосинтеза приводит к соответствующему гистерезису запаса углерода в растительности и, следовательно, к запасу доступного для разложения углерода в почве и опаде. В более высоких широтах отрицательные значения Н<sub>к</sub> связаны с влиянием инерционности климата (в данной работе – преимущественно приземной температуры) на формирование гистерезисного отклика интенсивности дыхания почвы.

Качественно пространственная структура  $H_{rs}$  подобна соответствующей структуре для меры гистерезиса интенсивности дыхания растений  $H_{rv}$  (рис. 4д). Однако абсолютные значения  $H_{rv}$  оказываются в несколько раз меньше значений  $H_r$  S. На глобальном уровне значения меры гистерезиса дыхания растений также меньше значений меры гистерезиса для интенсивности дыхания почвы и составляют от 0.6 ПгС год<sup>-1</sup> при сценарии В.3 до 0.9 ПгС год<sup>-1</sup> при сценарии В.1 (гистерезис дыхания растений также компенсирует гистерезис потока CO<sub>2</sub> из атмосферы в наземные экосистемы). Следует отметить, что пространственная структура  $H_{rv}$  согласуется с изложенными выше механизмами формирования гистерезиса  $f_1$ .

Ещё менее значим вклад гистерезиса интенсивности эмиссий СО, в атмосферу при природных пожарах в формирование гистерезиса  $f_{\rm L}$ . На глобальном уровне мера гистерезиса *H*<sub>FF</sub> составляет от 0.11 (при сценарии В.2) до 0.14 ПгС год<sup>-1</sup> (при сценарии В.3). Однако в относительных единицах это составляет до 10% от современной интенсивности  $E_{\rm f}$ . Пространственная структура  $H_{\rm FF}$  характеризуется относительно большими по величине положительными значениями (до 10 гС м<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup>) в регионах тропических лесов и меньшими по абсолютной величине (≤ 0.7 гС м<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup>) отрицательными значениями в регионах распространения лесов умеренного пояса и тайги (не показано). Это распределение качественно подобно соответствующему распределению для  $H_{_{CV}}$  (рис. 4a), что связано с преобладанием влияния запаса топлива на активность природных пожаров при формировании гистерезиса интенсивности эмиссий CO<sub>2</sub> в атмосферу при этих пожарах.

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С моделью Земной климатической системы Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (МЗС ИФА РАН) выполнены идеализированные численные эксперименты с увеличением антропогенных эмиссий СО, в атмосферу и последующим их снижением. В указанных численных экспериментах инерционность различных компонент Земной климатической системы приводит к запаздыванию максимума концентрации СО, в атмосфере на 25 лет относительно года максимума антропогенных эмиссий, глобальной температуры – соответственно на 60-70 лет. Различные компоненты глобального углеродного цикла характеризуются широким интервалом инерционности. Например, взаимная компенсация составляющих глобального нетто-потока СО, из атмосферы в наземные экосистемы  $F_{I}$  (см. (1)) приводит к запаздыванию его интенсивности относительно модельного года максимальной интенсивности антропогенных эмиссий на несколько лет. Составляющие F<sub>1</sub> при этом могут запаздывать относительно указанного модельного года на 4-6 десятилетий. Запас углерода в атмосфере (в форме углекислого газа) запаздывает относительно года максимальной интенсивности антропогенных эмиссий СО, в атмосферу на 25 лет, запас углерода в наземной растительности C<sub>v</sub>- на 4-5 десятилетий, а в почве C<sub>s</sub> – на 5-6 десятилетий. Временной масштаб отклика  $C_{\rm v}$  на антропогенные эмиссии согласуется с полученным в [Савина и др., 2023] для глобально осреднённой энергобалансовой модели климата с углеродным циклом. В то же время для запаса углерода в почве этот временной масштаб в МЗС ИФА РАН заметно меньше полученного в [Савина и др., 2023], что связано с учётом влияния гумификации углерода почвы в [Савина и др., 2023] и неучетом – в настоящей работе. При учете эффекта гумификации с характерным временным масштабом от сотен до тысяч лет [Sitch et al., 2003] удлинение эффективного масштаба времени отклика резервуара углерода почвы на внешние воздействия должно дополнительно увеличить меру гистерезиса для этого резервуара.

В свою очередь, инерционность компонент

углеродного цикла приводит к гистерезисному отклику его характеристик на немонотонные во времени антропогенные эмиссии СО, в атмосферу. Так, соответствующий гистерезисный отклик отмечен для поглощения углекислого газа океаном из атмосферы и для запаса углерода в океане. В меньшей мере гистерезис отклика заметен для поглощения углекислого газа атмосферы наземными экосистемами. Тем не менее, он значим для отдельных составляющих этого потока - полной первичной продукции и дыхания растений и почвы - и составляет несколько процентов от их средних значений. Более того, на региональном уровне гистерезис отклика нетто-потока углерода из атмосферы в наземные экосистемы также оказывается значимым со взаимной компенсацией между значениями в средних и субполярных широтах с одной стороны и в тропиках – с другой.

В проведенных численных экспериментах длительностью 1000 лет каждый содержание углекислого газа в атмосфере достигает стационарного состояния, которое оказывается выше начального. Отметим, что выход модельного  $q_{\rm CO2}$  после периода внешних эмиссий на состояние равновесия, заметно превышающее доиндустриальное, отмечается и для большинства других моделей Земной системы (напр., [Archer, 2005; Archer et al., 2009; Montenegro et al., 2007]). Однако надо также иметь в виду, что в модели не учитываются процессы экспорта углерода вглубь океана за счет морской биоты (так называемый «биологический насос»). Эти процессы сопровождаются минерализацией продуктов жизнедеятельности биоты и органических останков, что приводит к выделению СО, в атмосферу из океана на масштабе около 100 лет [Siegel et al., 2021]. Тем не менее, указанный эффект способен уменьшить ширину Н<sub>со</sub> раствора гистерезисной кривой для запаса углерода в океане и, следовательно, для других характеристик углеродного цикла (прежде всего,  $H_{aCO2}$ ) и климата. Кроме того, модель не учитывает растворение кальцитов, которые также влияют на обмен углеродом между атмосферой и океаном, но этот эффект проявляется на масштабах от нескольких тысячелетий [Archer, 2005; Archer et al., 2009].

Следует подчеркнуть, что в соответствии с классификацией [Елисеев, 2023] гистерезисного отклика климата на внешние воздействия механизм формирования проанализированного в данной работе гистерезиса характеристик наземного углеродного цикла является линейным. При этом в моделях наземного с учетом динамики границ распространения типов растительности на региональном пространственном масштабе возможен также нелинейный (связанный с наличием множественных состояний равновесия в системе) механизм формирования гистерезиса характеристик наземного углеродного цикла [Lasslop et al., 2016].

В свою очередь, гистерезисный отклик характеристик глобального углеродного цикла указывает на необратимость его изменений на масштабах (по крайней мере) в несколько десятилетий. Последнее должно учитываться при планировании мероприятий по предотвращению изменений климата и/или смягчению последствий этих изменений.

От авторов. Авторы выражают благодарность рецензентам за конструктивные комментарии к предыдущей версии статьи. Анализ гистерезисных особенностей отклика выполнен за счет гранта Российского научного фонда № 23–62–10043 (https://rscf.ru/project/23-62-10043/). Анализ временных лагов отклика характеристик наземного углеродного цикла относительно антропогенных эмиссий  $CO_2$  в атмосферу выполнен за счет средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (ПРИОРИТЕТ-2030).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанов М. М., Демченко П. Ф., Елисеев А. В. и др. Воспроизведение характеристик температурного и гидрологического режимов почвы в равновесных численных экспериментах с моделью климата промежуточной сложности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 591–610.
- *Будыко М. И.* О происхождении ледниковых эпох // Метеорология и гидрология. 1968. № 11. С. 3–12.
- Володин Е. М. Воспроизведение современного климата моделью климатической системы INMCM60 // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 1. С. 19–26.
- Денисов С. Н., Елисеев А. В., Мохов И. И., Аржанов М. М. Модельные оценки глобальных и региональных эмиссий метана в атмосферу влажными экосистемами // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 5. С. 543–549.
- Елисеев А. В. Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учётом неопределённости значений параметров наземной биоты // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 2. С. 147–170.

том 60 № 3 2024

- *Елисеев А. В.* Линейные и нелинейные аспекты отклика климата на внешние воздействия // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2023. Т. 66. № 2. С. 87–103.
- *Елисеев А. В.* Предотвращение изменений климата за счет эмиссии сульфатов в стратосферу: влияние на глобальный углеродный цикл и наземную биосферу // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 6. С. 467–474.
- Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Аржанов М. М. и др. Гистерезис зависимости площади приповерхностной вечной мерзлоты от глобальной температуры // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 4. С. 444–447.
- *Елисеев А. В., Мохов И. И., Карпенко А. А.* Вариации климата и углеродного цикла в XX–XXI веках в модели промежуточной сложности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 1. С. 3–17.
- *Елисеев А. В., Мохов И. И., Чернокульский А. В.* Влияние низовых и торфяных пожаров на эмиссии СО<sub>2</sub> в атмосферу // Доклады АН. 2014. Т. 459. № 4. С. 496–500.
- Елисеев А. В., Мохов И. И., Чернокульский А. В. Влияние молниевой активности и антропогенных факторов на крупномасштабные характеристики природных пожаров // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 1. С. 3–14.
- *Елисеев А. В., Сергеев Д. Е.* Влияние подсеточной неоднородности растительности на расчеты характеристик углеродного цикла // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 259–270.
- Мохов И.И., Демченко П.Ф., Елисеев А.В. и др. Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX–XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 5. С. 629–642.
- Мохов И.И., Елисеев А. В. Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443. № 6. С. 732–736.
- Мохов И.И., Елисеев А.В., Гурьянов В.В. Модельные оценки глобальных и региональных изменений климата в голоцене // Доклады Академии наук. 2020. Т. 490. № 1. С. 27–32.
- Мохов И. И., Елисеев А. В., Демченко П. Ф. и др. Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН // Доклады Академии наук. 2005. Т. 402. № 2. С. 243–247.
- Петухов В. К. Зональная климатическая модель тепло- и влагообмена в атмосфере над океаном // Физика атмосферы и проблема климата / Голицын Г. С., Яглом А. М. (ред.). М.: Наука, 1980. С. 8–41.
- Савина К.Д., Елисеев А.В., Мохов И.И. Временные масштабы отклика глобального углеродного цикла на внешние воздействия // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 1. С. 126–130.

- Archer D. Fate of fossil fuel CO<sub>2</sub> in geologic time // J. Geophys. Res.: Oceans. 2005. V. 110. № C9. C09S05.
- Archer D., Eby M., Brovkin V. et al. Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide // Annu. Rev. Env. Planet. Sci. 2009. V. 37. P. 117–134.
- Boucher O., Halloran P. R., Burke E. J., et al. Reversibility in an Earth System model in response to CO<sub>2</sub> concentration changes // Environ. Res. Lett. 2012. V. 7. № 2. 024013.
- Budyko M. I. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth // Tellus. 1969. V. 21. № 5. P. 611–619.
- Claussen M., Mysak L., Weaver A., et al. Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models // Clim. Dyn. 2002. V. 18. № 7. P. 579–586.
- Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. / eds. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., et al. Cambridge/New York: Cambridge University Press. 2021. 2391 p.
- Cox P. M., Betts R. A., Jones C. D., et al. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model // Nature. 2000. V. 408. № 6809. P. 184–187.
- *Eliseev A. V., Demchenko P. F., Arzhanov M. M. et al.* Transient hysteresis of near-surface permafrost response to external forcing // Clim. Dyn. 2014. V. 42. № 5–6. P. 1203–1215.
- *Eliseev A. V., Mokhov I. I.* Uncertainty of climate response to natural and anthropogenic forcings due to different land use scenarios // Adv. Atmos. Sci. 2011. V. 28. № 5. P. 1215–1232.
- Gidden M., Riahi K., Smith S. et al. Global emissions pathways under different socioeconomic scenarios for use in CMIP6: a dataset of harmonized emissions trajectories through the end of the century // Geosci. Model. Dev. 2019. V. 12. № 4. P. 1443–1475.
- *Kim S.-K., Shin J., An S.-I. et al.* Widespread irreversible changes in surface temperature and precipitation in response to CO<sub>2</sub> forcing // Nature Clim. Change. 2022. V. 12. № 9. P. 834–840.
- *Kug J. S., Oh J. H., An S. I., et al.* Hysteresis of the intertropical convergence zone to CO<sub>2</sub> forcing // Nature Clim. Change. 2022. V. 12. № 1. P. 47–53.
- Lasslop G., Brovkin V., Reick C. H. et al. Multiple stable states of tree cover in a global land surface model due to a fire-vegetation feedback // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. № 12. P. 6324–6331.
- MacDougall A.H., Frölicher T.L., Jones C.D. et al. Is there warming in the pipeline? A multi-model analysis of the Zero Emissions Commitment from CO<sub>2</sub> // Biogeosciences. 2020. V. 17. № 11. P. 2987– 3016.
- *Montenegro A., Brovkin V., Eby M., et al.* Long term fate of anthropogenic carbon // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. № 19. L19707.
- Moss R., Edmonds J., Hibbard K. et al. The next generation of scenarios for climate change research and assessment // Nature.2010. V. 463. № 7282. P. 747–756.

- *Muryshev K. E., Eliseev A. V., Mokhov I. I., Timazhev A. V.* Lead-lagrelationshipsbetweenglobal mean temperature and the atmospheric CO<sub>2</sub> content in dependence of the type and time scale of the forcing // Glob. Planet. Change. 2017. T. 148. P. 29–41.
- Petoukhov V.K., Mokhov I. I., Eliseev A. V., Semenov V.A. The IAPRAS Global Climate Model. Moscow: Dialogue-MSU. 1998. 110 p.
- Rahmstorf S., Crucifix M., Ganopolski A. et al. Thermohaline circulation hysteresis: A model intercomparison // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № 23. L23605.
- Siegel D.A., DeVries T., Doney S.C., Bell T. Assessing the sequestration time scales of some ocean-based carbon

dioxide reduction strategies // Env. Res. Lett. 2021. V. 16.  $\mathbb{N}$  10. 104003.

- Sitch S., Smith B., Prentice I. C. et al. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model // Glob. Change Biol. 2003. V. 9. № 2. P. 161–185.
- Volodin E. M., Mortikov E. V., Kostrykin S. V. et al. Simulation of the modern climate using the INM–CM48 climate model // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2018. T. 33. № 6. C. 367–374.
- Wu P., Ridley J., Pardaens A. et al. The reversibility of CO<sub>2</sub> induced climate change // Clim. Dyn. 2016. V. 45. № 3. P. 745–754.

## A HYSTERETIC RESPONSE OF THE GLOBAL CARBON CYCLE TO ANTHROPOGENIC CO, EMISSIONS INTO THE ATMOSPHERE

A.V. Eliseev<sup>1,2,3,4,5,\*</sup>, R.D. Gizatullin<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1b2, Moscow, 119991 Russia <sup>2</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia <sup>3</sup>Kazan Federal University Tovarishcheskaya, 5, Kazan, 420097 Russia <sup>4</sup>Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy Of Sciences Gubkin str., 8, Moscow, 119333 Russia <sup>5</sup>Federal State Institution of Science Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Ulvanova str., 46, Nizhniy Novgorod, 603950 Russian Federation

\*e-mail: eliseev.alexey.v@mail.ru

Idealized numerical experiments were performed with the Earth system model developed at the A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences (IAP RAS ESM) under anthropogenic  $CO_2$  emissions into the atmosphere, which increase initially and decrease afterwards. These numerical experiments revealed the inertia of various components of the Earth system, leading to a delay in the response of various components of the carbon cycle relative to the anthropogenic emissions by several decades. The inertia of the carbon cycle components leads to a hysteresis response of its characteristics to non-monotonic in time anthropogenic  $CO_2$  emissions into the atmosphere, noticeable, in particular, for the gross primary production and respiration of plants and soil. In turn, the hysteretic response of the characteristics of the global carbon cycle indicates the irreversibility of its changes on the scale of (at least) several decades. The latter should be taken into account when planning adaptation and/or mitigation of climate change.

Keywords: global carbon cycle, timescales, IAP RAS ESM, hysteresis, climate change irreversibility

УДК 551.521.2

## ВРЕМЕННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВАРИАЦИИ УХОДЯЩЕГО ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО ИК-ЗОНДИРОВЩИКА ИКФС-2

© 2024 г. Ю. М. Тимофеев<sup>*a*</sup>, Г. М. Неробелов<sup>*a,b,c,\**</sup>, Д. А. Козлов<sup>*d*</sup>, И. С. Черкашин<sup>*d*</sup>, П. М. Неробелов<sup>*a,e*</sup>, А. Н. Рублев<sup>*f*</sup>, А. Б. Успенский<sup>*f*</sup>, Ю. В. Киселева<sup>*f*</sup>

<sup>а</sup>Санкт-Петербургский государственный университет,

199034, Университетская наб. 7/9, Санкт-Петербург, Россия

<sup>b</sup>СПб ФИЦ РАН – Научно-исследовательский центр экологической безопасности Российской академии наук,

187110, ул. Корпусная 18, Санкт-Петербург, Россия

<sup>с</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет,

195196, Малоохтинский проспект 98, Санкт-Петербург, Россия

<sup>а</sup>АО ГНЦ "Центр Келдыша", 125438, Онежская ул., д. 8, Москва, Россия

<sup>е</sup>Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого (СПбПУ),

195251, ул. Политехническая, д. 29, Санкт-Петербург, Россия

<sup>f</sup>ФГБУ НИЦ «Планета» (Европейский центр), 123242, Большой Предтеченский пер., д. 7, Москва, Россия

\*e-mail: akulishe95@mail.ru

Поступила в редакцию 05.03.2024 г. После доработки 27.03.2024 г. Принята к публикации 10.04.2024 г.

Современные изменения климата Земли обусловлены нарушениями её радиационного баланса (РБ). В работе проанализированы изменения одной из компонент РБ – среднегодовых и среднемесячные глобальных и широтных значений уходящего теплового излучения или собственного излучения Земли (СИЗ) в спектральной области 660–1300 см<sup>-1</sup> за период 2015–2022 гг. по измерениям ИК Фурье-спектрометра ИКФС-2, расположенного на борту спутника "Метеор-М" № 2. В работе показано, что СИЗ на глобальном масштабе в спектральной области 660–1300 см<sup>-1</sup> в среднем уменьшается за период 2015–2022 гг. Так, среднее глобальное интегральное излучение в этом же диапазоне длин волн уменьшилось на ~0.5 Вт м<sup>-2</sup> за 2015–2022 гг. Наиболее выраженное уменьшение СИЗ наблюдается в тропиках, а наименее выраженное – в полярных широтах. Кроме того, в тропиках наблюдается отрицательный тренд интегрального СИЗ (до 0.95–1.3±0.1 Вт м<sup>-2</sup> за 8 лет) с относительно высоким коэффициентом детерминации (0.46–0.57), тогда как в полярных и средних широтах выраженного тренда не наблюдается.

Ключевые слова: радиационный баланс, изменение климата Земли, ИКФС-2, собственное излучение Земли

DOI: 10.31857/S0002351524030045 EDN: JHZZFR

#### 1. ВВЕДЕНИЕ

Проблемы изучения современных изменений климата Земли, факторов, которые его определяют, а также экономических, политических и экологических последствий разного рода, являются очень актуальными в наше время [Катцев и др., 2014; Акентьева и др., 2017; Lee et al., 2023]. Исследования радиационного баланса (РБ), определяющего климат Земли, ведутся уже многие десятилетия [Будыко, 1969]. При этом используются различные измерения, теоретические и численные исследования. Радиационный баланс *R* системы (например, планеты Земля) определяется разностью между количеством солнечной радиации, поглощенной планетой, и количеством радиации, излучаемой ей обратно в космос. Выражение для *R* можно записать в следующем виде [Тимофеев, Васильев, 2003]:

$$R = Q_{\infty} \left( 1 - A \right) - F_{\infty,} \tag{1}$$

где  $Q_{\infty}$  — средний поток прямой солнечной радиации на верхней границе атмосферы, A — альбедо поверхности Земли,  $F_{\infty}$  — средний поток уходящей длинноволновой радиации Земли. С 2000 г. программа CERES (Clouds and the Earth'S Radiant Energy System) обеспечивает глобальные наблюдения за РБ и его компонентами на верхней границе атмосферы, в самой атмосфере и на поверхности, а также за сопутствующими облачными, аэрозольными и метеорологическими характеристиками в различных временных и пространственных масштабах [Wielicki et al., 1996; Loeb et al., 2016]. Для этого используются специальные приборы, алгоритмы и программы валидации для обеспечения высокого качества данных, характеризующих РБ [Shunlin et al., 2019].

Для оценки РБ в рамках программы CERES используются измерения аппаратуры космических аппаратов на приполярных солнечно-синхронных орбитах. Всего запущено шесть приборов CERES на четырех космических аппаратах (https://space. oscar.wmo.int/instruments/view/ceres). К настоящему времени функционируют три из них на спутнике Terra, S-NPP (Suomi National Polar-Orbiting Partnership) и NOAA-20. Приборы измеряют интегральные потоки отраженного излучения Солнца и собственного излучения Земли (СИЗ) в диапазонах 0.3-5.0, 0.3-100 и 8-12 мкм [9]. Для исследований одной из компонент РБ – СИЗ во всей области ИК спектра – также привлекаются измерения спутниковой аппаратуры высокого спектрального разрешения [Harries et al., 2001; Brindley et al., 2003; Anderson et al., 2004; Phulpin et al., 2007; Brindley et al., 2016; Тимофеев и др., 2018].

Анализ многолетних рядов измерений спектров СИЗ с помощью спутниковых гиперспектральных (высокого спектрального разрешения) ИК-зондировщиков AIRS, IASI, CrIS описан в работах [Zhang et al., 2017; Wang et al., 2019; Wang et al., 2021; Whitburn et al., 2022]. B paGotax [Brindley et al., 2015; Whitburn et al., 2021] проанализированы измерения спектров СИЗ ИК-зондировщиком IASI для нескольких периодов, приведены оценки временных трендов спектров и обсуждены обуславливающие их факторы. Например, согласно [Whitburn et al., 2021], СИЗ в среднем за период 2008-2017 гг. уменьшается в полосах поглощения СО, и СН, что, как считают авторы, связано с увеличением содержания этих парниковых газов в атмосфере. В работе также анализируется влияние на СИЗ процессов ENSO (или El Niño/ Southern Oscillation) и PDO (или Pacific Decadal Oscillation), приводящих к изменению температуры поверхности океана.

В настоящем исследовании анализируются изменения спектров СИЗ по данным измерений инфракрасным Фурье-спектрометром ИКФС-2 на борту спутника "Метеор-М" № 2 в период 2015–2022 гг. Анализ основан на использовании только данных измерений интенсивностей СИЗ без привлечения какой либо дополнительной априорной информации, численных методик обработки данных (например, выделения безоблачных ситуаций, переход от интенсивностей к потоком и т.д.), которые могут заметно влиять на результаты анализа.

#### 2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

#### 2.1. Спутниковый ИК-зондировщик ИКФС-2

В июле 2014 г. был запущен российский метеорологический спутник "Метеор-М" № 2, на борту которого размещена целевая аппаратура для дистанционного зондирования атмосферы и поверхности Земли. Один из приборов – ИК Фурье-спектрометр ИКФС-2 – предназначен для получения информации об атмосфере и поверхности для численных прогнозов погоды и изучения современных изменений климата Земли [Успенский и др., 2021; Успенский и др., 2022]. Основные технические характеристики ИКФС-2 приведены в работах [Завелевич и др., 2008; Головин и др., 2013; Timofeyev et al., 2019].

Прибор ИКФС-2, в отличие от аппаратуры CERES, измерял потоки СИЗ в узких телесных углах (горизонтальное разрешение прибора ~30 км). Измерения проводились в ИК области спектра (660-2000 см<sup>-1</sup>) с разрешением ~0.5 см<sup>-1</sup> в течение 2014-2022 гг. В данной работе анализируются пространственно-временные вариации спектров СИЗ в диапазоне 660-1300 см<sup>-1</sup>, для которого погрешности измерений минимальны (0.1-0.2 мВт/м<sup>2</sup> см<sup>-1</sup> ср). В этой спектральной области находятся полоса поглощения СО<sub>2</sub> 15 мкм (660-750 см<sup>-1</sup>), часть окна прозрачности 8-12 мкм (800-950 см<sup>-1</sup>), полоса озона 9.6 мкм (100-1100 см<sup>-1</sup>), а также спектральные линии и полосы поглощения водяного пара и других атмосферных газов (например, CH<sub>4</sub> и N<sub>2</sub>O - 1250-1300 см<sup>-1</sup>). Данная спектральная область содержит от ~47 до 73% полного интегрального теплового излучения планеты в зависимости от средней температуры атмосферы (т.е. от сезонов и регионов).

Для указанной спектральной области были рассчитаны среднемесячные и среднегодовые
спектры за период 2015–2022 гг. по всему земному шару и для шести широтных зон (от –90° до 90° с шагом 30°). За 2014 г. доступно всего 5 месяцев, поэтому в работе данные за этот год не рассматриваются. Таким образом, получено 96 среднемесячных и 8 среднегодовых спектров в виде средних по всему земному шару и для каждой выделенной широтной зоны. Спектры, осредненные за 2015 г., приняты за референсные, с которыми сравнивались остальные.

### 2.2. Интегральные значения СИЗ и яркостная температура

Высокие качество и стабильность абсолютной калибровки измеренных с помощью ИКФС-2 спектров подтверждены результатами сопоставлений с измерениями откалиброванных спутниковых приборов, в частности, SEVIRI/Meteosat, IASI/Metop, см. [Успенский и др., 2022; Timofeyev et al., 2019]. Это позволило проанализировать в работе, наряду с осредненными спектрами интенсивностей, интегральные значения СИЗ в спектральной области 660–1300 см<sup>-1</sup>.

Также в исследовании рассмотрены яркостные температуры (ЯТ) излучения в Кельвинах, рассчитанные на основе измеренных спектров с помощью функции Планка. Анализ ЯТ позволяет оценить вклад определенных атмосферных слоев и исследовать физические причины изменений СИЗ. Так, в окне прозрачности 8-12 мкм СИЗ формируется в значительной степени поверхностью планеты или облаками. Вклад тех или иных слоев атмосферы в распределение интенсивности излучения в полосах поглощения атмосферных газов зависит от их оптической плотности. Например, СИЗ в центре полосы поглощения CO<sub>2</sub> 15 мкм формируется в стратосфере, а СИЗ в ее крыльях – в тропосфере.

### 2.3. Регрессионный анализ измеренных спектров

Хотя период измерений прибора ИКФС-2 относительно мал (около 8 лет), представляет интерес оценка временных трендов СИЗ в терминах среднемесячных значений. Для этого воспользуемся аппроксимационной моделью спектров, построенной с помощью множественной линейной регрессии (МЛР). Пример использования подобной модели можно найти в статье [Bernet et al., 2019]. Общий вид уравнения МЛР с учетом сезонных вариаций представлен в виде следующего выражения (2)

$$I_{MLR} = a + b * t + \sum_{n=1}^{N} c_n * \sin \frac{2\pi}{I_n} * t + d_n \sum_{n=1}^{N} \cos \frac{2\pi}{I_n} * t$$
(2)

где  $I_n = 12, 6, 4, 3$  в зависимости от n; t – месяц. Благодаря изменению параметра  $I_n$  гармоническая функция представляет изменение в виде волны с длиной 12, 6, 4 и 3 месяцев; а, b,  $c_n$  и  $d_n$  – коэффициенты множественной линейной регрессии. Данная функция хорошо описывает сезонную вариацию средних интегральных интенсивностей – как глобальных, так и в широтных зонах. Анализ показывает, что основной вклад вносит 12-месячное изменение гармоники.

Таким образом, исключение части с гармониками из среднемесячных значений интегрального СИЗ на основе измерений ИКФС-2 позволит уменьшить влияние сезонного изменения СИЗ, связанного с обращением Земли вокруг Солнца.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### 3.1. Вариации среднегодовых глобальных спектров уходящего излучениях Земли

Нарис. 1 приведены спектры разностей среднегодовых глобальных СИЗ за период 2016—2022 гг. относительно 2015 г. (ГГГГ — 2015 г.) в спектральной области 660—1300 см<sup>-1</sup>. Максимальные разности наблюдаются в 2016 г., что обусловлено максимальным значением СИЗ в этот год. Положительные разности в течение 2016—2019 гг. означают, что значения среднегодового глобального СИЗ в эти годы больше, чем в 2015 г. При этом разности в период 2016—2019 гг. уменьшаются, что указывает на постепенное уменьшение значений СИЗ. Начиная с 2020 г. разности отрицательны. Это указывает на то, что значения СИЗ с 2020 г. меньше значений в период 2015 г.

Общие вариации СИЗ за весь исследуемый период максимальны в окне прозрачности  $800-950 \text{ см}^{-1}$  и достигают ~1.0 Вт/м<sup>2</sup> см<sup>-1</sup> ср. В центральных частях полос поглощения СО<sub>2</sub> 15 мкм (670–700 см<sup>-1</sup>) и озона 9.6 мкм (970–1070 см<sup>-1</sup>) вариации СИЗ заметно меньше. Это обусловлено формированием СИЗ в этих спектральных областях в стратосфере и низким влиянием на него меняющихся тропосферных облаков.

Для более наглядного представления временного изменения глобального среднегодового СИЗ, на рис. 2 представлено СИЗ в виде интегрированных значений в исследуемой спектральной области.

Как следует из рис. 2, за период 2016–2021 гг. среднегодовое глобальное СИЗ уменьшилось



**Рис.** 1. Спектры разностей среднегодового глобального СИЗ в диапазоне 660–1300 см<sup>-1</sup> за 2016–2022 гг. относительно 2015 г. по данным измерений ИКФС-2.

почти на  $0.5 \text{ BT/M}^2$  ср. с последующим незначительным увеличением в 2022 г. Этот процесс уменьшения СИЗ может являться одной из причин положительного разбаланса РБ, что также отмечено в ряде публикаций (например, в [Susskind et al., 2012; Dewitte et al., 2017; Dewitte et al., 2018; Loeb et al., 2021; Dübal et al., 2021]). Под положительным разбалансом понимается положительная разность между приходящим к Земле коротковолновым и уходящим длинноволновым излучением (R в выражении 1).



**Рис.** 2. Временное изменение среднегодового глобального интегрального СИЗ в спектральной области 660–1300 см<sup>-1</sup> за 2016–2022 гг. относительно 2015 г. по данным измерений ИКФС-2.

ные спектры ЯТ за период 2016-2022 гг. относительно 2015 г. Максимальные ЯТ наблюдаются для 2016 г. В период 2017-2021 гг. наблюдается постепенное уменьшение яркостной температуры. Однако в 2022 г. средний глобальный спектр ЯТ увеличился по сравнению с 2021 г. Общее уменьшение средних ЯТ в окне прозрачности (850-950 см-1) за весь период измерений достигает ~1К. Значительно меньшие изменения ЯТ наблюдаются в центральной части полосы поглощения CO<sub>2</sub> 15 мкм (650-700 см<sup>-1</sup>). Это обусловлено тем, что СИЗ на длинах волн центра полосы поглощения СО, формируется в стратосфере. Увеличение содержания СО, в атмосфере в течение исследуемого периода и повышение высот формирования СИЗ на определенных длинах волн объясняет изменение СИЗ за счет положительного вертикального градиента температуры в стратосфере. Снижение ЯТ в окне прозрачности (800-950 см<sup>-1</sup>) можно объяснить тем же подъемом излучающих слоев, но уже в тропосфере и отрицательным вертикальным градиентом температуры в тропосфере, а также увеличением количества тропосферных облаков и их сильным влиянием на СИЗ (в среднем по всему земному шару) [Ceppiand, Nowack, 2021].

На рис. 3 приводятся среднегодовые глобаль-

том 60 № 3 2024



**Рис. 3.** Временное изменение спектра средних глобальных ЯТ Земли в спектральной области 660–1300 см<sup>-1</sup> за 2016–2022 гг. относительно 2015 г.



**Рис. 4.** Средние за 2015–2022 гг. спектры СИЗ в диапазоне 660–1300 см<sup>-1</sup> для шести широтных зон на основе измерений ИКФС-2.



**Рис. 5.** Спектры разностей среднегодового СИЗ за 2016–2022 гг. относительно 2015 г. в диапазоне 660–1300 см<sup>-1</sup> в северном (слева) и южном (справа) полушариях для шести широтных зон (90° с.ш.–90° ю.ш с шагом в 30°).

Подобное же уменьшения СИЗ и ЯТ в окне прозрачности было зарегистрировано при анализе измерений прибора IASI [Susskind et al., 2012].

### 3.2. Пространственная изменчивость среднего СИЗ

На рис. 4 приведены средние за 2015–2022 гг. спектры СИЗ для шести широтных зон (90° с.ш.–90° ю.ш. с шагом 30°) по данным измерений ИКФС-2. Рисунок демонстрирует значительные пространственные вариации среднего за 8 лет спектра СИЗ, прежде всего в окне прозрачности 8–12 мкм. Вариации достигают 50% и более. Значительные вариации СИЗ в окне прозрачности обусловлены широтными изменениями температуры поверхности и нижней тропосферы, а также состоянием облачности в тропосфере. С другой стороны, широтные изменения относительно малы в полосе поглощения CO<sub>2</sub> 15 мкм в интервале 660—720 см<sup>-1</sup>. Это обусловлено не только относительной температурной стабильностью стратосферы, но и как отмечалось выше, отсутствием влияния тропосферных облаков.

На рис. 5 представлены спектры разности среднего СИЗ для шести широтных зон за 2016—2022 гг. относительно 2015 г. на основе измерений ИКФС-2 для северного и южного полушарий. Приведенные данные демонстрируют сильно различающееся межгодовое изменение СИЗ по пространству. Это частично обусловлено широтными вариациями самих средних спектров СИЗ.

В полярном регионе обоих полушарий (60°-90°) разности СИЗ относительно 2015 г. преиму-

2024

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3



**Рис. 6.** Спектры разностей средних ЯТ за 2016–2022 гг. по сравнению с 2015 г. в диапазоне 660–1300 см<sup>-1</sup> в северном (слева) и южном (справа) полушариях Земли для шести широтных зон (90° с.ш.–90° ю.ш с шагом в 30°).





щественно положительны во все годы на всем выделенном спектральном диапазоне. В северном полушарии в полярной области в 2016 г. наблюдаются максимальные разности с последующим уменьшением. СИЗ в 2021 г. примерно равно СИЗ в 2015 г. В южном полушарии в полярной области максимальное среднегодовое излучение наблюдается в 2019 г., а излучение в 2021 г. также близко к излучению в 2015 г. По анализу изменения межгодовых спектров СИЗ в полярных областях обоих полушарий трудно судить о значимом уменьшении СИЗ с 2015 по 2022 гг.

В средних широтах северного полушария (30°-60°с.ш.) почти во все годы наблюдаются отрицательные разности. Это означает, что СИЗ в период 2016-2022 гг. меньше, чем в 2015 г. При-

чем с годами излучение уменьшается. В южном полушарии (30°-60° ю.ш.) не наблюдается выраженного постепенного уменьшения СИЗ с 2015 до 2022 гг. Так, излучение в 2021 г. выше, чем в 2016. Кроме того, в средних широтах южного полушария межгодовое изменение спектров СИЗ наименьшее, спектры ближе всего к значениям 2015 г.

В тропиках обоих полушарий  $(0^{\circ}-30^{\circ})$  наблюдаются наибольшие вариации СИЗ (до ~3 мВт м<sup>-2</sup> см<sup>-1</sup> ср). Разности преимущественно отрицательные, что говорит о меньших значениях СИЗ в период с 2016 по 2022 гг. по сравнению с 2015 г. В этих областях наблюдается выраженное постепенное уменьшение СИЗ с 2019 до 2022 гг.

Приведем спектры разностей разностей средних ЯТ за 2016—2022 гг. относительно 2015 г. для шести широтных зон (рис. 6).

Из графиков видно, что в северном полушарии изменений ЯТ заметно больше, чем в южном полушарии. Особенно большие различия между полушариями наблюдаются в тропиках и средних широтах.

В северном и южном полушариях в полярных широтах ( $60^{\circ}-90^{\circ}$ ) значения ЯТ в период 2016–2022 гг. не имеют выраженной тенденции к уменьшению или увеличению. Однако, они выше, чем в 2015 г. (кроме 2021 г.). Максимум яркостных температур наблюдается в 2016 г. За все годы измерений ИКФС-2 в среднем уменьшение значений ЯТ достигает ~1.5 К. В 2021 г. значения ЯТ примерно совпадают со значениями в 2015 г. В полярной области южного полушария наблюдаются большие вариации значений ЯТ в полосе поглощения CO<sub>2</sub> 15 мкм (~660–720 см<sup>-1</sup>). Объяснение такого поведения значений ЯТ требует привлечение дополнительных данных и анализа.

В средних широтах (30°-60°) изменения значений ЯТ с годами существенно меньше в обоих полушариях по сравнению с полярными районами. Особенно изменения малы в южном полушарии. Яркостные температуры почти во все года периода 2015–2022 гг. ниже, чем в 2015 г. При этом с годами значения ЯТ в средних широтах преимущественно уменьшается. Например, для ЯТ на длинах волн 900 см<sup>-1</sup> падение составляет ~0.75 К. Изменения ЯТ заметно больше в северном полушарии по сравнению с южным.

Ситуация в тропиках северного полушария (0–30°с.ш.) близка к средним широтам. Наблюдается более выраженное уменьшение значений ЯТ

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

с 2015 до 2022 гг., которое достигает ~1.5–2.0 К. В тропиках южного полушария (30–0°ю.ш.) наблюдается такая же ситуация, как и в северном – выраженное уменьшение яркостной температуры с 2015 по 2022 гг. Однако, величины разностей яркостных температур меньше, чем в тропиках северного полушария и составляют ~1.5 К.

В целом, в обоих полушариях в средних и низких широтах наблюдается уменьшение средней ЯТ с 2015 по 2022 гг. В северных широтах среднегодовые значения ЯТ не имеют монотонного изменения. При этом в южном полушарии уменьшение яркостной температуры в абсолютных величинах меньше, чем в северном примерно на ~0.5 К.

Для иллюстрации среднего временного хода СИЗ на рис. 7 приведены значения интегрального излучения для шести широтных зон (в спектральной области 660—1300 см<sup>-1</sup>). В северном полушарии (рис. 7а) в тропиках наблюдается почти монотонное уменьшение СИЗ с 2016 до 2022 гг. (за исключением 2019—2020 гг.). В средних широтах и полярной зоне северного полушария уменьшение интегрального СИЗ менее выражено.

В южном полушарии (рис. 76) наблюдается схожая ситуация, но при меньших амплитудах разностей СИЗ относительно 2015 г. В тропиках присутствует почти постоянное уменьшение СИЗ с 2016 по 2022 гг. В средних широтах и полярной областях СИЗ уменьшается не так выражено. В средних широтах интегральные значения СИЗ близки к излучению в 2015 г., тогда как в полярных максимум излучения наблюдается в 2019 г.

В тропиках и средних широтах наблюдается в среднем уменьшение СИЗ. В полярных широтах изменение СИЗ не выражено. В табл. 1 приведены значения абсолютного и относительного уменьшения интегральных значений СИЗ диапазона 660– 1300 см<sup>-1</sup> за период 2015–2022 гг. Относительные значения приводятся в% к среднему интегральному СИЗ для конкретной широтной зоны. Из таблицы видно, что наибольшее уменьшение наблюдается в районах тропиков (1–1.4 мВт м<sup>-2</sup> см<sup>-1</sup> ср).

**Таблица 1.** Абсолютные и относительные уменьшения интегральных значений СИЗ в диапазоне 660–1300 см<sup>-1</sup> за 2015–2022 гг. для шести широтных зон Земли по данным измерений ИКФС-2

Полушарие\Зона	90-60°	60-30°	30-0°
Северное мВт м <sup>-2</sup> см <sup>-1</sup> ср (%)	0.5 (1.3)	0.2 (0.9)	1.4 (3.2)
Южное мВт м <sup>-2</sup> см <sup>-1</sup> ср (%)	0.06 (0.3)	0.2 (0.7)	1.0 (2.3)

315

том 60 № 3 2024



**Рис. 8.** Временные ряды глобального среднемесячного интегрального СИЗ на основе данных ИКФС-2 и модели МЛР за 2015–2022 гг.

### 3.4. Оценки трендов средних значений СИЗ

На рис. 8 приводятся временные ряды среднемесячного интегрального глобального СИЗ в спектральной области 660—1300 см<sup>-1</sup> по данным измерений ИКФС-2 (зеленая кривая) и модели МЛР (красная кривая). В том числе на рис. 8 нанесена кривая СИЗ с уменьшенным сезонным ходом (зеленая пунктирная кривая) благодаря вычитанию членов МЛР с гармоническими функциями из измеренных значений СИЗ. Для данной кривой построен линейный тренд (синяя пунктирная прямая).

Регрессионная модель хорошо описывает сезонное изменение интегральных среднемесячных значений СИЗ. Систематическая погрешность модели составляет ~0% со стандартным отклонением 0.9%. Коэффициент корреляции между измеренной и рассчитанным интегральным глобальным СИЗ составляет 0.93. Максимумы интегральных значений СИЗ приходятся на период с весны до осени, а минимум в период с осени до весны. Полная амплитуда сезонных вариаций составляет ~2 Вт/м<sup>2</sup>.

Коэффициент детерминации ( $\mathbb{R}^2$ ) линейного тренда интегральных значений СИЗ с уменьшенным влиянием сезонного изменения составляет 0.21, а коэффициент регрессии (slope) – 0.0057 ± ± 0.0011 Вт м<sup>-2</sup> ср<sup>-1</sup>. За весь период измерений ИКФС-2 (96 месяцев, с 2015–2022 гг.) интегральные значения СИЗ уменьшились на 0.55 ± ± 0.11 Вт м<sup>-2</sup> ср. Отметим, что несмотря на низкое значение  $\mathbb{R}^2$  (0.21) погрешность тренда относительно небольшая и составляет ~20%. Это может быть связано с тем, что тренд и его погрешность оцениваются для ряда среднемесячных значений, осредненных глобально, т.е. на основе десятков миллионов реализаций измерений ИКФС-2 в год.

Результаты оценок трендов интегральных значений СИЗ в шести широтных зонах двух полушарий Земли по данным измерений ИКФС-2 приведены в табл. 2. Оценки трендов по измере-

**Таблица 2.** Характеристики изменения интегральных значений СИЗ в спектральной области 660–1300 см<sup>-1</sup> за период 2015–2022 гг. на глобальном масштабе и для шести широтных зон по данным спутниковых измерений ИКФС-2 и модели МЛР.

Широтная зона	R <sup>2</sup>	Коэффициент регрессии ± погрешность, Вт м <sup>-2</sup> ср	Изменение СИЗ за период 2015–2022 гг. ± погрешность, Вт м <sup>-2</sup> ср
90°-60° с.ш.	0.02	$-0.0025 \pm 0.0018$	$-0.24 \pm 0.17$
60°-30° с.ш.	0.22	$-0.0047 \pm 0.0009$	$-0.45 \pm 0.09$
30°-0° с.ш.	0.57	$-0.0140 \pm 0.0012$	$-1.34 \pm 0.12$
0°-30° ю.ш.	0.46	$-0.0099 \pm 0.0011$	$-0.95 \pm 0.11$
30°-60° ю.ш.	0.09	$-0.0022 \pm 0.0007$	$-0.21\pm0.07$
60°-90° ю.ш.	0.002	$-0.0006 \pm 0.0015$	$-0.06 \pm 0.14$
Глобальный	0.21	$-0.0057 \pm 0.0011$	$-0.55 \pm 0.11$

ниям приведены также в работах [Whitburn et al., 2021; Raghuraman et al., 2021; Forster et al., 2021]. Оценки трендов, полученные в данном исследовании, качественно согласуются с данными из указанных работ. Количественные различия связаны с разными периодами исследований.

Анализ трендов для шести широтных зон показал, что в полярных и средних широтах северного и южного полушария тренды интегральных значений СИЗ малы (менее 0.005 Вт м<sup>-2</sup> ср) при низкой достоверности (R<sup>2</sup> не более 0.22). Можно сделать вывод, что в этих зонах интегральное СИЗ за 2015-2022 гг. (8 лет) почти не изменилось. Однако в экваториальных широтах обоих полушарий Земли тренды СИЗ относительно высоки (более 0.01 Вт м<sup>-2</sup> ср) при коэффициентах детерминации 0.46 и 0.57 для южного и северного полушария, соответственно. Для экваториальной зоны за период 2015-2022 гг. средние интегральные значения СИЗ уменьшились на  $1.3 \pm 0.1$  Вт м<sup>-2</sup> ср в северном и на  $0.95\pm0.1$  Вт м $^{-2}$  ср в южном полушариях.

Кроме того, проведено исследование влияния особенностей атмосферной циркуляции - квазидвухлетнее колебание (КДК) и Эль-Ниньо – Южного колебания (ЭНЮК) на временные вариации СИЗ. В модель МЛР (2) были добавлены параметры, характеризующие указанные явления, полученные с данных сайтов https://www.cpc.ncep.noaa. gov/data/indices/ (КДК) и https://climatedataguide. ucar.edu/climate-data/southern-oscillation-indicessignal-noise-and-tahitidarwin-slp-soi (ЭНЮК) в виде среднемесячных. Согласно исследованию, влияние временного изменения данных параметров, характеризующих крупномасштабные особенности состояния атмосферы, не привели к существенному улучшению или ухудшению аппроксимации СИЗ с помощью модели МЛР (изображения не приводятся). Возможно, это связано с малостью временного периода. Наибольшее, но все равно незначительное, влияние наблюдается для зоны тропиков (увеличение КК с 0.57 до 0.6). Это может быть связано с тем, что явления КДК и ЭНЮК происходят в области тропиков.

### 4. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

В работе проанализированы изменения собственного излучения Земли в период 2015—2022 гг. по данным измерений высокого спектрального разрешения с помощью российского спутникового прибора ИКФС-2. Для этого были рассчитаны средние спектры собственного излучения Земли (СИЗ) в спектральной области 600–1300 см<sup>-1</sup> для всей поверхности Земли и шести широтных зон (от –90° до 90° с шагом 30°). Проведенный анализ показал:

1. Глобальные значения СИЗ в спектральной области 660–1300 см<sup>-1</sup> в среднем уменьшаются за период 2015–2022 гг. Общие вариации СИЗ за весь исследуемый период максимальны в окне прозрачности 800-950 см<sup>-1</sup> и достигают ~1.5 Вт м<sup>-2</sup> см<sup>-1</sup> ср. В полосах поглощения СО<sub>2</sub> 15 мкм и озона 9.6 мкм вариации СИЗ заметно меньше. Это связано с формированием излучения на этих длинах волн в стратосфере (особенно в области центра полосы поглощения 15 мкм) и малости влияния тропосферных облаков.

2. Глобальное среднегодовое интегральное СИЗ уменьшалось в течение 2015—2021 гг. на ~0.5 Вт м<sup>-2</sup>, что может быть одной из причин наблюдающегося положительного радиационного баланса Земли.

3. Анализ глобальной средней яркостной температуры (ЯТ) указывает на ее постепенное уменьшение в период 2017–2021 гг., однако в 2022 г. наблюдается рост по сравнению с оценками за 2021 г. Уменьшение средней ЯТ за весь период измерений достигает ~1К в окне прозрачности (850–950 см<sup>-1</sup>). Значительно меньшее изменение ЯТ (0.2–0.5 К) наблюдается в центральной части полосы поглощения  $CO_2$  15 мкм (~650–700 см<sup>-1</sup>), что обусловлено формированием СИЗ в центре полосы  $CO_3$  в стратосфере.

4. Выявлены заметные различия в поведении СИЗ за рассмотренный период в зависимости от широтной зоны. В полярных широтах обоих полушарий изменения СИЗ за период 2015—2022 гг. немонотонные. По анализу изменения спектров СИЗ в полярных областях обоих полушарий за весь период трудно судить о значимом уменьшении СИЗ с 2015 по 2022 гг.

В средних широтах северного полушария СИЗ уменьшается в период 2015–2022 гг. В южном полушарии не наблюдается выраженного уменьшения СИЗ с 2015 до 2022 гг. Также в средних широтах южного полушария изменение спектров СИЗ за весь период наименьшее.

В тропиках обоих полушарий наблюдаются наибольшие абсолютные вариации СИЗ (до ~3 мВт м<sup>-2</sup> см<sup>-1</sup> ср). Разности преимущественно отрицательные, что говорит о меньших значениях СИЗ в период с 2016 по 2022 гг. по сравнению с 2015 г. В этих областях наблюдается выраженное постепенное уменьшение СИЗ с 2019 по 2022 гг., причем в южном полушарии они заметно меньше, чем в северном (~на 0.5 мВт м<sup>-2</sup> см<sup>-1</sup> ср).

5. Тренды среднемесячного интегрального СИЗ в спектральной области 660—1300 см<sup>-1</sup> в полярных и средних широтах обоих полушарий малы и составляют менее 0.005 Вт м<sup>-2</sup> ср при низкой достоверности (R<sup>2</sup> не более 0.22). Вероятно, в полярных областях СИЗ за 8 лет почти не изменилось. Однако в экваториальных широтах обоих полушарий Земли тренды СИЗ относительно высоки (более 0.01 Вт м<sup>-2</sup> ср) при коэффициентах детерминации 0.46 и 0.57 для южного и северного полушария, соответственно. За период 2015—2022 гг. в этой области планеты СИЗ уменышилось на 1.3  $\pm$  0.1 Вт м<sup>-2</sup> ср в северном и на 0.95  $\pm$  0.1 Вт м<sup>-2</sup> ср в южном полушарии.

6. Согласно оценкам с помощью модели множественной линейной регрессии, влияние таких особенностей атмосферной циркуляции, как квазидвухлетнее колебание (КДК) и Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК), на изменение СИЗ за 2015–2022 гг. оказалось незначительным.

### 5. БЛАГОДАРНОСТИ

Основные работы по анализу временных вариаций спектров собственного излучения Земли выполнены при поддержке СПбГУ, шифр проекта 116234986.

### 6. СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акентьева Е. М., Александров Е. И., Алексеев Г. В., Анисимов О.А., Балонишникова Ж.А., Булыгина О.Н., Георгиевский В.Ю., Докукин М.Д., Ефимов С. В., Иванов Н. Е., Калов Х. М., Катцов В. М., Киселев А.А., Клепиков А.В., Клюева М.В., Кобышева Н. В., Оганесян В.В., Павлова В.Н., Павлова Т.В., Постнов А.А., Стадник В.В., Солдатенко С.А., Хлебникова Е. И., Шалыгин А.Л., Школьник И.М. Доклад о климатических рисках на территории Российской Федерации. Санкт-Петербург, 2017. 106 с.
- *Будыко М. И.* Изменение климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 38 с.
- Головин Ю. М., Завелевич Ф. С., Никулин А. Г., Козлов Д. А., Монахов Д. О., Козлов И. А., Архипов С. А., Целиков В. А., Романовский А. С. Бортовые инфракрасные Фурье-спектрометры для температурно-влажностного зондирования атмосферы Земли // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 6. С. 25–37.
- Завелевич Ф. С., Головин Ю. М., Десятов А. В., Козлов Д. А., Мацицкий Ю. П., Никулин А. Г., Травников Р. И., Романовский А. С., Архипов С. А., Целиков В. А. Технологический образец бортового инфракрасного Фурье-спектрометра ИКФС-2 для температурного и влажностного зондирования атмосферы Земли // Труды Всероссийской конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". М., ИКИ

РАН. 10–14 ноября 2008 г. Сб. научных статей, изд. "Азбука-2000", 2009. Т. 1. № 6. С. 259–266.

- Катцев В. М., Семенов С. М. (научные руководители работ по подготовке доклада). Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Ижевск: Типография ИП Пермякова С.А., 2014. 1009 с.
- *Тимофеев Ю. М., Васильев А. В.* Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
- Тимофеев Ю. М., Поляков А. В., Козлов Д. А., Завелевич Ф. С., Головин Ю. М., Делер В., Эртель Д., Шпенкух Д. Сопоставление спектров уходящего теплового ИК излучения разных лет // Исследование Земли из космоса. 2018. № 5. С. 65–72.
- Успенский А.Б., Рублев А.Н., Козлов Д.А., Голомолзин В.В., Киселева Ю.В., Козлов И.А., Никулин А.Г. Мониторинг основных климатических переменных атмосферы по данным спутникового ИК-зондировщика ИКФС-2 // Метеорология и гидрология. 2022. Т. 11. С. 5–18.
- Успенский А. Б., Тимофеев Ю.М, Козлов Д.А., Черный И. В. Развитие методов и средств дистанционного температурно-влажностного зондирования земной атмосферы // Метеорология и гидрология. 2021. Т. 12. С. 33–44.
- Anderson J. G., Dykema, R. M. Goody, H. Hu, D. B. Kirk-Davidoff. Absolute, spectrally-resolved, thermal radiance: a benchmark for climate monitoring from space // Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer. 2004. V. 85. P. 367–383.
- Bernet L., von Clarmann T., Godin-Beekmann S., Ancellet G., Maillard Barras E., Stübi R., Steinbrecht W., Kämpfer N., Hocke K. Ground-based ozone profiles over central Europe: Incorporating anomalous observations into the analysis of stratospheric ozone trends // Atmos. Chem. Phys. 2019. V. 19. P. 4289–4309.
- Brindley H. E., Bantges R. J. The Spectral Signature of Recent Climate Change // Curr Clim Change Rep. 2016. V. 2. P. 112–126.
- Brindley H., Bantges R., Russell J., Murray J., Dancel C., Belotti C., Harries J. Spectral signatures of earth's climate variability over 5 years from IASI // J. Clim. 2015. V. 28. P. 1649–1660.
- Brindley H. E., Harries J. E. Observations of the infrared outgoing spectrum of the Earth from space: The effects of temporal and spatial sampling // J. Climate. 2003. V. 16 (22). P. 3820–3833.
- *Ceppiand P., Nowack P.* Observational evidence that cloud feedback amplifies global warming // Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. 2021. 118 (30).
- Dewitte S. and Clerbaux N. Decadal Changes of Earth's Outgoing Longwave Radiation // Remote Sensing. 2018. V. 10 (10). P. 1–7.
- *Dewitte, S., Clerbaux, N.* Measurement of the Earth Radiation Budget at the top of atmosphere – A review // Remote Sens. 2017. V. 9(11), P. 1–13.
- Dübal, H.-R., Vahrenholt, F. Radiative Energy Flux Variation from 2001–2020 // Atmosphere. 2021. V. 12 (10). P. 1–19.
- Forster P., Storelvmo T., Armour K., Collins W., Dufresne J.-L., Frame D., Lunt D.J., Mauritsen T., Palmer M. D., Watanabe M., Wild M., Zhang H. The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity, in: Climate Change 2021: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024

University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2021. P. 923–1054.

- Harries J. E., Brindley H. E., Sagoo P.J., Bantges R.J. Increases in greenhouse forcing from the Earth's outgoing longwave spectra in 1970 and 1997 // Nature. 2001. V. 410. P. 355-357.
- Lee H., J. Romero (eds.). IPCC, 2023: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2023: Synthesis Report. A Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland, 2023. P. 36 (in press).
- Johnson G. C., Thorsen T.J., Loeb N.G., Lyman J. M., Rose F.G., Kato S. Satellite and ocean data reveal marked increase in Earth's heating rate // Geophysical Research Letters. 2021. V. 48. P. 1-8.
- Loeb N.G., Manalo-Smith N., Su W., Thomas M.S., Thomas Su. CERES Top-of-Atmosphere Earth Radiation Budget Climate Data Record: Accounting for in-Orbit Changes in Instrument Calibration // Remote Sens. 2016. V. 8. P. 1-14.
- Phulpin T., Blumstein D., Prel F., Tournier B., Prunet P., Schlüssel P. Applications of IASI on MetOp-A: first results and illustration of potential use for meteorology, climate monitoring and atmospheric chemistry. Proceedings of The International Society for Optical Engineering, San Diego, California, United States. September 2007. P. 1-12.
- Raghuraman S. P., Paynter D., Ramaswamy V. Anthropogenic forcing and response yield observed positive trend in Earth's energy imbalance // Nat Commun, 2021. V. 12. P. 1-10.
- Shunlin L., Dongdong W., Tao H., Yueyun Y. Remote sensing of earth's energy budget: synthesis and review // International Journal of Digital Earth. 2019. № 7. P. 737–780.
- Susskind J., Molnar G., Iredell L., Loeb N.G. Interannual variability of outgoing longwave radiation as observed by AIRS and CERES // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. P. 1-18.

- Timofevev Yu.M., Uspensky A. B., Zavelevich F.S., Polvakov A. V., Virolainen Y.A., Rublev A. N., Kukharsky A. V., Kiseleva J. V., Kozlov D.A., Kozlov I.A., Nikulin A.G., Pyatkin V.P., Rusin E. V. Hyperspectral infrared atmospheric sounder IKFS-2 on "Meteor-M" No. 2 - Four years in orbit // Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2019. V. 238. P. 1-19.
- Wang L., Chen Y. Inter-comparing S-NPP and NOAA-20 CrIS toward measurement consistency and climate data records // IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens. 2019. V. 12. P. 2024-2031.
- Wang T., Zhou L., Tan C., Divakarla M., Pryor K., Warner J., Wei Z., Goldberg M., Nalli N. R. Validation of Near-Real-Time NOAA-20 CrIS Outgoing Longwave Radiation with Multi-Satellite Datasets on Broad Timescales // Remote Sens. 2021. V. 13 (19). P. 1-14.
- Whitburn S., Clarisse L., Bouillon M., Safieddine S., George M., Dewitte S., De Longueville H., Coheur P.-F., Clerbaux C. Trends in spectrally resolved outgoing longwave radiation from 10 years of satellite measurements // Climate and Atmospheric Science, 2021, V. 4, P. 1–8.
- Whitburn S., Clarisse L., Crapeau M., August T., Hultberg T., Coheur P.F., Clerbaux C. A CO<sub>2</sub>-independent cloud mask from Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI) radiances for climate applications // Atmos. Meas. Tech. 2022. V. 15. P. 6653-6668.
- Wielicki B., Barkstom B. R., Harrison E. F., Lee R. B., III, Smith G. L., Cooper J. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An earth observing system experiment // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1996. V. 77. P. 853-868.
- Zhang K., Goldberg M. D., Sun F., Zhou L., Wolf W. W., Tan C., Liu Q. Estimation of near-real-time outgoing longwave radiation from Cross-Track Infrared Sounder (CrIS) radiance measurements // J. Atmos. Ocean. Technol. 2017. V. 34. P. 643-655.

## SPATIO-TEMPORAL VARIATION OF OUTGOING THERMAL RADIATION **OF THE EARTH BY SPACE-BASED IR SPECTROMETER IKFS-2**

Yu. M. Timofeyev<sup>1</sup>, G. M. Nerobelov<sup>1,2,3,\*</sup>, D. A. Kozlov<sup>4</sup>, I. S. Cherkashin<sup>4</sup>, P. M. Nerobelov<sup>1,5</sup>, A. N. Rublev<sup>6</sup>, A. B. Uspenskii<sup>6</sup>, Yu. V. Kiseleva<sup>6</sup>

<sup>1</sup>St. Petersburg University, Universitetskaya nab., 7/9, St. Petersburg, 199034 Russia

<sup>2</sup>SPC RAS – Scientific Research Centre for Ecological Safety of the Russian Academy of Sciences, Korpusnaya str., 18, St. Petersburg, 187110 Russia

<sup>3</sup>Russian State Hydrometeorological University, Malookhtinskiy prosp., 98, St. Petersburg, 195196 Russia <sup>4</sup>JSC "Keldysh Research Center", Onejskaya str., 8, Moscow, 125438 Russia <sup>5</sup>Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University (SPbPU), Politechnicheskaya str., 29, St. Petersburg, 195251 Russia

<sup>6</sup>FSBI SRC «Planeta» (European branch), Bolshoi Oredtechenskii per., 7, Moscow, 123242 Russia

### \*e-mail: akulishe95@mail.ru

Current Earth climate changes are caused by the violation of the planet's radiation balance (RB). In this study the changes of the one of RB's components – yearly and monthly averaged global and regional outgoing thermal radiation of Earth or the Earth own radiation (EOR) in a spectral range 660–1300 cm<sup>-1</sup> for 2015–2022 by IR Fourier-spectrometer IKFS-2 onboard the "Meteor-M" No2 satellite – is analyzed. It is shown that EOR on a global scale in a range 660–1300 cm<sup>-1</sup> on average decreased during the period of 2015–2022. Mean integral radiation in the same wave-lenght range decreased by  $\sim 0.5$  W m<sup>-2</sup> during 2015– 2022. The most pronounced decrease of EOR was found in tropics, when the least pronounced – on polar latitudes. Besides, a negative trend of the integral EOR was found in tropics (up to  $0.95-1.3 \pm 0.1$  W m<sup>-2</sup> for the 8 years) with relatively high coefficient of determination (0.46-0.57). At the same time, there is no pronounced trend of EOR on the polar and middle latitudes.

Keywords: Radiation balance, Earth's climate change, IKFS-2, Earth's thermal radiation

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА Nº 3 2024 том 60

УДК 551.510.42; 551.510.411.35; 504.3.054

# ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ ЧЕРНОГО УГЛЕРОДА И АЭРОЗОЛЕЙ РМ<sub>10</sub> И РМ<sub>2.5</sub> В ПРИЗЕМНОМ ВОЗДУХЕ МЕГАПОЛИСА

© 2024 г. А.А. Виноградова<sup>*a*,\*</sup>, Д.П. Губанова<sup>*a*</sup>, В.М. Копейкин<sup>*a*</sup>

<sup>*а</sup>Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119*017 Россия \**e-mail: anvinograd@yandex.ru*</sup>

> Поступила в редакцию 19.01.2024 г. После доработки 18.03.2024 г. Принята к публикации 10.04.2024 г.

Рассмотрены результаты непрерывных наблюдений за массовой концентрацией черного углерода и аэрозолей  $PM_{10}$ ,  $PM_{2.5}$  в приземном слое атмосферы в центре Московского мегаполиса в 2022 г. Интерпретация результатов выполнена с учетом анализа метеорологических данных, обратных траекторий переноса воздушных масс к Москве и данных реанализа MERRA-2 о пространственном распределении пыли и черного углерода в приземном воздухе европейской части России. Выделены дни (менее 9%) аномального повышения концентрации частиц  $PM_{10}$  и черного углерода, обусловленного атмосферным переносом аэрозолей горения и пыли к Москве из других регионов. Исследована изменчивость типичного (вне таких эпизодов) аэрозоля мегаполиса на разных временных масштабах – от суточного до сезонного. Основной вклад в загрязнение атмосферы мегаполиса пылью и углеродсодержащими аэрозолями вносят локальные антропогенные источники (транспорт, теплоэнергетика, промышленные предприятия, объекты строительства). Высокая корреляция установлена между величинами концентрации черного углерода и частиц  $PM_{2.5}$  в суточных и сезонных изменениях. Приведенные данные о загрязнении воздуха черным углеродом и аэрозолями  $PM_{2.5}$  и  $PM_{10}$  в крупных городах мира показывают, что по уровню аэрозольного загрязнения Московский мегаполис не превосходит крупные города Европы и Северной Америки.

**Ключевые слова**: атмосфера, Московский мегаполис, приземный аэрозоль, PM<sub>10</sub>, PM<sub>2.5</sub>, черный углерод, массовая концентрация, атмосферный перенос, метеорологические параметры

DOI: 10.31857/S0002351524030054 EDN: JHYCOE

### ВВЕДЕНИЕ

Характеристики и свойства атмосферных аэрозолей обладают большой пространственно-временной изменчивостью и зависят от многообразных факторов (синоптических условий, метеорологических параметров, химического состава и реакционной способности атмосферы, интенсивности и эффективности источников и стоков) [Будыко, 1974; Кондратьев и др., 2007; Seinfeld, Pandis, 2006]. В крупных городах разнообразие аэрозолей и их воздействия на жизнедеятельность человека и окружающую среду проявляются наиболее заметно. Этому способствуют специфические локальные условия мегаполисов: особый ветровой режим и орография, плотность и разновысотность застройки, городские ландшафты с большими площадями, запечатанными дорожным покрытием, урбаноземы с искусственной интродуцированной растительностью, формирование над городом "острова тепла" [Кузнецова и др., 2017; Chapman et al., 2017; Lokoshchenko, Alekseeva, 2023] и теплового загрязнения, создаваемого антропогенными потоками тепла [Гинзбург, Докукин, 2021; Varentsov et al., 2020], а также непостоянство сложного газо-аэрозольного состава атмосферы, определяющего ее химическую активность. В урбанизированных районах при наличии множества интенсивных локальных антропогенных источников усиливается вредное воздействие аэрозольных частиш на условия жизнедеятельности и здоровье населения. Как показали результаты исследований, в современной городской среде с интенсивно развивающимися экономикой и транспортом основными составляющими массы атмосферного аэрозоля являются пыль, биоаэрозоли и черный углерод (сажа) [Chubarova et al., 2022; Diapouli et al., 2017; Mousavi et al., 2018; Popovicheva et al., 2022; Ramachandran, Rajesh, 2007].

Антропогенное образование черного углерода происходит в основном в результате неполного сгорания ископаемого топлива (дизельное топливо, бензин, газ, уголь), при истирании шин и дорожного покрытия, от предприятий теплоэнергетического комплекса, а также при горении биомассы (горение свалок, сельскохозяйственные и лесные пожары). Свежие (только образованные) наночастицы черного углерода объединяются в агрегаты в виде фрактальных кластеров, которые впоследствии смешиваются с другими аэрозольными компонентами (пыль, сульфаты, органика) [Popovicheva et al., 2014b; Popovicheva et al., 2022]. Такие частицы токсичны и усугубляют риски заболеваний дыхательной и сердечно-сосудистой систем [Janssen et al., 2012; Steiner et al., 2013].

Кроме того, углеродсодержащие и пылевые частицы влияют на радиационный баланс Земли и относятся к климатически значимым компонентам атмосферных аэрозолей [Bond et al., 2013; Cess et al., 1980; Chaibou et al., 2020; Chubarova et al., 2024; Jacobson, 2010; Mahowald et al., 2014; Schepanski, 2018]. Например, черный углерод (сажа) поглощает солнечное излучение, тем самым нагревает атмосферу и влияет на радиационный баланс Земли в глобальном масштабе [Bond et al., 2013]. Оценки показывают [Jacobson, 2010], что черный углерод – это второй по значимости фактор, после углекислого газа, способствующий глобальному потеплению путем прямого воздействия. Пылевой аэрозоль по величине воздействия на климат может быть сравним с дымовым при оценке климатических последствий извержений вулканов и пожаров Будыко, 1974; Brinkman, McGregor, 1983; Cess et al., 1980], но физика воздействия различна, поскольку различаются спектральные зависимости оптических характеристик.

В городских условиях, наряду с локальными антропогенными источниками черного углерода и пыли (транспорт, предприятия теплоэнергетического комплекса, объекты строительства и др.) на уровень аэрозольного загрязнения воздуха в целом и на концентрацию углеродсодержащей и пылевой компонент аэрозоля, в частности, может существенно воздействовать региональный и дальний перенос аэрозолей горения и пыли [Diapouli et al., 2017; Gubanova et al., 2022a, 2022b; Popovicheva et al., 2022; Popovicheva et al., 2024; Ramachandran, Rajesh, 2007; Salvador et al., 2013; Tiwari et al., 2013].

Наиболее важные пути стока аэрозоля из приземного воздуха — это влажное и сухое осаждение на поверхность, включая растительность, крыши зданий, сооружений и других объектов, перенос атмосферными массами. Среди процессов эмиссии и стока аэрозоля приземной атмосферы необходимо также иметь в виду постоянно существующий круговорот — осаждение аэрозоля на поверхность и возвращение его с поверхности (перевевание ветром, транспортом) вместе с частичками пыли и почвы.

Все перечисленные выше факторы обуславливают сильные пространственные и временные флуктуации характеристик основных компонент городского приземного аэрозоля, что существенно затрудняет изучение закономерностей короткопериодной и долговременной изменчивости концентрации черного углерода и пылевых частиц и оценку воздействия разных условий на ее формирование.

Наряду с непрерывными наблюдениями за уровнем концентрации аэрозольных частиц РМ25 и PM<sub>10</sub> [Sokhi et al., 2021] в последние годы в мире уделяется большое внимание исследованию распределения источников черного углерода и оценке их вклада в аэрозольное загрязнение городов и урбанизированных районов [Briggs, Long, 2016; Popovicheva et al., 2022; Popovicheva et al., 2024]. Московский мегаполис является крупнейшим мегаполисом Европы и одним из самым северных мегаполисов в мире (вторым после Санкт-Петербурга). Природные условия средних широт Евразии определяют множество и разнообразие источников и стоков атмосферного аэрозоля, меняющихся в течение года, а также от года к году, и связанных со спецификой окружающей среды и синоптико-метеорологических условий. Несмотря на развитую городскую наземную сеть непрерывного мониторинга качества атмосфер-[https://mosecom.mos.ru/stations] ного воздуха и эпизодические наблюдения отдельных групп исследователей [Глазкова и др., 2012; Губанова и др., 2017; Губанова и др., 2023а; Копейкин и др., 2018; Копейкин и др., 2019; Кузнецова и др., 2014; Gubanova et al., 2022a, 2022b; Popovicheva et al., 2020; Popovicheva et al., 2022; Popovicheva et al., 2024] в разных точках Москвы, достоверная картина изменчивости состава городского при-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60

50 № 3 2024

земного аэрозоля на ее территории в различных временных масштабах с учетом многочисленных антропогенных и природных факторов все еще не сформирована.

Более тридцати пяти лет назад в Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН) при активном участии В. М. Копейкина были начаты и успешно продолжаются в настоящее время наблюдения за изменчивостью характеристик сажевой компоненты приземного аэрозоля в условиях Московского мегаполиса [Виноградова и др., 2020; Горчаков и др., 2004; Емиленко, Копейкин, 2009; Копейкин и др., 1993, 1998, 2008, 2018; Копейкин, Пономарева, 2020; Popovicheva et al., 2014а]. При его участии также изучались аэрозоли горения и углеродсодержащий аэрозоль в различных районах России и за ее пределами [Ван Ген Чен и др., 2003; Горчаков и др., 2018; Копейкин и др., 2019; Свириденков и др., 2006; Шевченко и др., 2019; Vinogradova et al., 2020]. Данное исследование дополняет экспериментальный ряд данных таких наблюдений в Москве и является последней работой В.М. Копейкина, безвременно ушедшего в 2023 г.

Настоящая работа имела целью экспериментально выявить и оценить изменчивость величин концентрации черного углерода и аэрозолей разной размерности при одновременных измерениях этих параметров в приземном воздухе в одном и том же месте мегаполиса. Результаты этой работы могут быть полезны не только для уточнения оценки уровня аэрозольного загрязнения приземного воздуха и его пространственной изменчивости в Москве, но также для исследований роли сажевой и пылевой компонент аэрозоля в процессах изменения регионального климата и состояния городских экосистем.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В данном исследовании выполнен анализ временной изменчивости массовой концентрации аэрозольных частиц PM<sub>2.5</sub> и PM<sub>10</sub> и сажевой компоненты аэрозоля по результатам натурных наблюдений в Москве в течение 2022 г. Экспериментальные данные о концентрации и составе приземного аэрозоля были получены в ходе комплексного аэрозольного эксперимента, реализуемого с осени 2019 г. по настоящее время в Москве, на территории Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, расположенного в центре города и окруженного офисными и старыми жилыми зданиями на территории с малым количеством травяных газонов и зеленных насаждений.

Счетная концентрация различных фракций частиц в диапазоне диаметров 0.2-10 мкм измеряется с помощью оптико-электронных счетчиков аэрозольных частиц ОЭАС-05 и лазерных аэрозольных спектрометров ЛАС-П (разработчик – НИФХИ им. Л. Я. Карпова) в непрерывном режиме с интервалом 5 мин. Принцип действия этих приборов основан на регистрации аэрозольных частиц различных размеров по изменению интенсивности рассеянного света с помощью фотодетекторов. Массовая концентрация аэрозольных частиц рассчитывалась по известной формуле [Seinfeld, Pandis, 2006] с использованием экспериментальной информации о распределении числа аэрозольных частиш по размерам и их счетной концентрации:

$$M_i(D_p) = \frac{\pi}{6} \times D_p^3 \times N_i(D_p), \tag{1}$$

где  $\rho = 1.8$  г/см<sup>3</sup> – плотность частиц городского аэрозоля,  $D_p$  – средний диаметр частиц в каждой размерной фракции (в предположении, что все частицы – сферические),  $N_i(D_p)$  – счетная концентрация частиц каждой размерной фракции:

$$N_i(D_p) = \int_{D_{p_1}}^{D_{p_2}} n_N^0 d \log_{10}(D_p), \qquad (2)$$

где  $n_N^0 = dN / d \log_{10}(D_p)$  — измеренное приборами ЛАС-П и ОЭАС-05 распределение числа аэрозольных частиц по размерам. Значение плотности (1.8 г/см<sup>3</sup>) для аэрозольных частиц размером 0.2—10 мкм выбрано для городских условий с учетом результатов выполненного авторами исследования, опубликованного в работе [Губанова и др., 20236].

Массовая концентрация приземного аэрозоля PM<sub>2.5</sub> и PM<sub>10</sub> определялась суммированием значений концентрации соответствующих размерных фракций частиц, входящих в состав PM<sub>10</sub> и PM<sub>2.5</sub>.

В течение всего 2022 г. в мониторинговом режиме, синхронно с определением микрофизических характеристик приземного аэрозоля, проводились измерения массовой концентрации сажевой компоненты аэрозоля в эквиваленте черного углерода (BC – black carbon) с помощью аэталометра AE33 фирмы Magee Scientific (Словения) [Кобелев и др., 2020; Drinovec et al., 2015; Hansen et al., 1984]. Детальное описание аэталометра и методических аспектов его применения представлено, например, в [Drinovec et al., 2015; Hansen et al., 1984].

_	Показатель	По всем исходным данным			Типичный, без аномальных эпизодов			
Годы	концентрации	Черный углерод	$PM_{10}$	PM <sub>2.5</sub>	Черный углерод	$\mathbf{PM}_{10}$	PM <sub>2.5</sub>	
2022	Средняя $\pm$ СКО	$1.6 \pm 1.1$	$21\pm13$	$6.0\pm4.2$	$1.3\pm0.6$	$18.3\pm9.5$	$5.2 \pm 3.0$	
2022	Максимум	9.3	99	30	2.8	56	21	
2020-2022	Средняя	-	24.8	6.7	_	21 [Губанова и др., 2023а]	6.3 [Губанова и др., 2023а]	

**Таблица 1.** Средние  $\pm$  СКО и максимальные значения среднесуточной концентрации черного углерода, аэрозолей  $PM_{10}$  и  $PM_{2.5}$  в Москве, мкг/м<sup>3</sup>

Более подробно условия и методика комплексного аэрозольного эксперимента, реализуемого в ИФА РАН с осени 2019 г. по настоящее время, описаны в [Губанова и др., 2023а, 20236; Gubanova et al., 2022].

При интерпретации полученных результатов использовалась метеорологическая информация для московской метеостанции Балчуг и всего мегаполиса, полученная из открытых Интернет-источников [http://rp5.ru; http://www. windy.com/ru; https://weatherarchive.ru/Pogoda/ Moscow]. Кроме того, был выполнен траекторный анализ движения воздушных масс к Москве с помощью модели HYSPLIT 4 [Stein et al., 2015; https://www.arl.noaa.gov] и применены данные реанализа MERRA-2 [Gelaro et al., 2017; https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/] 0 пространственном распределении черного углерода и пыли в приземном слое атмосферы.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### Эпизоды аномально высокого аэрозольного загрязнения и типичный аэрозоль 2022 г.

На рис. 1 показан временной ход среднесуточных значений концентрации черного углерода и аэрозолей  $PM_{10}$  и  $PM_{2.5}$  в центре Москвы в течение 2022 года, а некоторые статистические показатели приведены в табл. 1 (по всем исходным данным). Абсолютные значения концентрации ВС хорошо соответствуют данным, полученным другими авторами ([Popovicheva et al., 2022], четыре сезона за три года в 2018–2020 гг., см. далее табл. 4), а также несколько ниже уровня концентрации черного углерода, который наблюдался в дневное время в Москве в 2014–2016 гг. (от 1.7 до 4.4 мкг/м<sup>3</sup> в среднем в разные сезоны) [Копейкин и др., 2018].

В целом за 2022 г. в течение 31 сут (<9%) наблюдалось аномально высокое аэрозольное загрязнение приземного воздуха, когда среднесуточное значение концентрации аэрозоля РМ<sub>10</sub> было выше  $\Pi \Pi K = 60 \text{ мкг/м}^3$  [Сан $\Pi uH$ , 2021] (среднесуточная концентрация частиц РМ<sub>2,5</sub> круглогодично не превышала ПДК = 35 мкг/м<sup>3</sup> [СанПиН, 2021]), а черного углерода — выше 3.7 мкг/м<sup>3</sup> ( $BC_{CP}$  + 2 × CKO), где ВС среднегодовая концентрация черного углерода в приземном воздухе в центре Москвы за 2022 г. Это примерно столько же дней повышенного аэрозольного загрязнения воздуха со среднесуточными значениями концентрации частиц РМ<sub>10</sub> выше ПДК, сколько было зарегистрировано в ИФА РАН, а также по средним для всех станций МЭМ среднесуточным значениям РМ<sub>10</sub> в Москве в 2020-2021 гг. [Губанова и др., 2023а]. (ПДКс.с. для черного углерода в приземном воздухе городов и поселений составляет 50 мкг/м<sup>3</sup> [СанПиН, 2021] и предназначено, видимо, для пожарных). Как правило, в 2022 г. эти эпизоды были длительностью от 1 до 5 сут, совпадали с аномально высокими значениями концентрации РМ<sub>10</sub> и часто сопровождались неблагоприятными метеорологическими условиями (HMУ) – повышенным атмосферным давлением, низкой относительной влажностью и слабым ветром [Кузнецова и др., 2014 (б)].

Несколько эпизодов аномального аэрозольного загрязнения 2022 г. были связаны с дальним атмосферным переносом примесей от пожаров на территориях других регионов. Например, траектории переноса примесей из районов сильных лесных пожаров в Нижегородской и Рязанской областях показаны на рис. 26 и 2в соответственно. Один раз в декабре 2022 г. зарегистрирован дальний атмосферный перенос пыли из районов песчаных бурь (рис. 2д) в западном Казахстане (аналогично октябрю [Gubanova et al., 2022b] и декабрю [Виноградова и др., 2022] 2020 г.).

Исключив аномальные эпизоды из анализируемых значений концентрации черного углерода, РМ<sub>10</sub> и РМ<sub>2.5</sub>, можно рассмотреть некоторые свойства типичного приземного аэрозоля в Мо-

2024



**Рис. 1.** Временной ход величины среднесуточной массовой концентрации черного углерода и аэрозолей РМ<sub>10</sub> и РМ<sub>2.5</sub> в Москве в течение 2022 г.

скве 2022 г. (табл. 1), как это сделано в [Губанова и др., 2023а] для аэрозоля Москвы и Подмосковья в 2020—2021 гг. (но без анализа черного углерода в воздухе). Поскольку аэрозоль  $PM_{10}$  включает и все более мелкие фракции частиц, в том числе и  $PM_{2.5}$ , обозначим аэрозольные частицы в диапазоне размеров от 2.5 до 10 мкм как  $PM_{10-2.5}$ . В состав таких частиц в основном входит минеральная компонента аэрозоля [Губанова и др., 2023а], и далее будем анализировать их характеристики в качестве

показателей для грубодисперсных аэрозолей, в отличие от частиц PM<sub>2.5</sub>, которые представляют собой высоко- и среднедисперсный аэрозоль.

### Временные вариации величин концентрации черного углерода, аэрозолей РМ<sub>2.5</sub> и РМ<sub>102.5</sub> в приземной атмосфере Москвы

*Сезонный ход.* На формирование аэрозольного поля в приземной атмосфере в разные сезоны в значительной степени влияют тип и состояние



**Рис. 2.** Примеры траекторий (черные линии) переноса воздушных масс к Москве (круглый значок) на картах распределения концентрации черного углерода (а – 23.04.22; б – 15.08.22; в – 21.08.22; г – 10.12.22), а также на карте распределения концентрации пыли (д – 10.12.22) в приземном воздухе (по данным реанализа MERRA-2) над центром европейской части России.



**Рис.** 3. Сезонный ход среднемесячных величин массовой концентрации черного углерода, а также грубодисперсных (РМ<sub>10-2.5</sub>) и высоко- и среднедисперсных (РМ<sub>2.5</sub>) аэрозольных частиц в центре Москвы в 2022 г.: а – абсолютные значения; 6 – абсолютные значения для ВС на фоне процентного соотношения массы частиц разной дисперсности.

подстилающей поверхности: естественные почва, пыль, растения, снег, а в городе часто вместо них запечатанные асфальтом и плиткой улицы, небольшие по площади парки и дворы с растениями и открытой почвой, грязный снег с химическими реагентами. На рис. 3 показаны внутригодовые вариации среднемесячных значений концентрации черного углерода, аэрозолей грубодисперсной фракции РМ<sub>10-25</sub> и фракции РМ<sub>25</sub>

Зимой в Москве повышены эмиссии антропогенных атмосферных примесей (в основном, фракция частиц РМ<sub>2,5</sub>), а вклад поверхности в генерацию грубодисперсных частиц снижен в связи с наличием снежного покрова. Поэтому отношение концентраций PM<sub>25</sub>/PM<sub>10-25</sub> зимой максимально (рис. 36). Летом картина обратная, и доля массы частиц РМ25 минимальна при большой массе частиц РМ<sub>10-2.5</sub>. Повышение концентрации всех рассматриваемых составляющих аэрозоля в августе (рис. 3а) было связано с лесными пожарами в ближайших областях и региональным атмосферным переносом аэрозолей горения оттуда в Москву, о чем далее пойдет речь более подробно. Весна и осень – переходные сезоны, когда источники и стоки, формирующие аэрозольное поле в приземной атмосфере, могут сказываться по-разному при постепенном повышении/понижении температуры (весной/осенью). Сезонный ход концентрации черного углерода качественно хорошо соответствует изменениям в течение года среднемесячного значения концентрации аэрозолей  $PM_{2.5}$  (рис. 3а) (коэффициент корреляции среднемесячных значений 0.78), что указывает на то, что черный углерод в атмосфере находится преимущественно на высоко- и среднедисперсных частицах, в частности, из-за общности некоторых источников этих составляющих аэрозоля (ТЭЦ, эмиссии транспорта и др.).

Суточный ход значений концентрации черного углерода, частиц фракций PM<sub>2.5</sub> и PM<sub>10-2.5</sub> (рис. 4) отражает влияние на эти составляющие аэрозоля изменений метеоусловий и активности человеческой деятельности в течение суток. Характер суточного хода меняется от сезона к сезону в соответствии с направлением и масштабом этих воздействий. Кроме того, суточную изменчивость концентрации аэрозольных частиц обуславливают стабильность и пространственно-временная изменчивость атмосферного пограничного слоя [Popovicheva et al., 2022].

**Таблица 2.** Значения коэффициента корреляции (R) между величинами концентрации аэрозольных составляющих черного углерода (BC), PM<sub>2.5</sub>, PM<sub>10-2.5</sub> и метеорологических параметров – давление (p), относительная влажность (RH), частота штилевых условий (Ш) и скорость ветра (WS) в приземном воздухе. Расчеты за весь 2022 г. для разных масштабов временных вариаций. Выделены значения, достоверные на уровне 95%

Вариации значений	Среднемесячные		Cl	реднесуточ	ные	Среднечасовые			
Характеристики	р Ш		р	WS	RH	р	WS	RH	
BC	0.70	0.47	0.25	-0.50	-0.08	0.17	-0.31	0.01	
PM <sub>2.5</sub>	0.48	-0.02	0.22	-0.16	0.20	0.22	-0.29	0.11	
PM <sub>10-2.5</sub>	0.43	0.66	0.32	-0.39	-0.65	0.27	-0.27	-0.46	
	R(p-	·III)= 0.21				R(p-WS			

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024



**Рис. 4.** Суточный ход значения концентрации черного углерода (ВС), аэрозольных частиц РМ<sub>2.5</sub> и РМ<sub>10-2.5</sub>: а–в – усредненный по сезонам; г – усредненный за весь год только для РМ<sub>10-2.5</sub> – для разных станций наблюдения в Москве (ИФА, станции МЭМ Спиридоновка, МГУ. Сухаревская площадь и усреднение по всем измеряющим аэрозоль станциям МЭМ). Относительное отклонение от среднегодового значения.

Зависимости суточного хода концентрации черного углерода (рис. 4а) и частиц РМ<sub>2,5</sub> (рис. 4б) качественно очень похожи, хотя относительная амплитуда изменений концентрации черного углерода в течение суток примерно вдвое больше. Это подтверждает, с одной стороны, что черный углерод в значительной степени сосредоточен на частицах высоко- и среднедисперсного аэрозоля, а с другой стороны, указывает на отмеченную ранее общность многих источников черного углерода и этих аэрозольных частиц. Также на рис. 4а и 46 хорошо видна противоположность зимнего и летнего внутрисуточного хода значений концентрации как ВС, так и аэрозоля РМ25, наиболее выраженная у черного углерода. Для них характерны максимальные летние и минимальные зимние значения в ночные и ранние утренние часы (что отмечалось также авторами [Chubarova et al., 2022; 2024; Popovicheva et al., 2022]. Зимний характер внутрисуточных вариаций черного углерода и частиц РМ<sub>25</sub>, видимо, определяется активностью антропогенных источников, в частности, транспорта. На летних зависимостях сильно сказывается такой природный фактор, как температурные инверсии в приземном слое атмосферы

[Локощенко и др., 2021], максимально ограничивающие процессы вертикальной конвекции как раз в ночные и утренние часы. В промежуточные сезоны (весной и осенью) суточный ход концентрации ВС и РМ<sub>25</sub> минимален.

Совсем другой характер имеет в приземном воздухе города суточный ход концентрации грубодисперсных аэрозольных частиц РМ<sub>10-25</sub> (рис. 4в и 4г) с максимальными значениями в дневное время суток. Он отражает активность человеческой деятельности (интенсивность движения транспорта, стройки, ремонты). В центре города (рис. 4в) максимальная амплитуда относительной величины внутрисуточных колебаний концентрации таких аэрозолей наблюдается зимой, а минимальная – летом, что, скорее всего, объясняется просто низким зимним и высоким летним абсолютным значением концентрации частиц РМ<sub>10-2.5</sub>. Обращает на себя внимание снижение концентрации грубодисперсного аэрозоля в середине дня во все сезоны (рис. 4в), что может соответствовать перерыву в работе учреждений, предприятий, градостроительных организаций, а также времени максимально эффективной вертикальной конвекции в нижнем слое атмосферы



**Рис.** 5. Сезонный ход метеорологических параметров в Москве по данным наблюдений в 2022 г. в сравнении с многолетними средними (2011–2021 гг.): а – температура воздуха; б – относительная влажность; в – атмосферное давление на высоте 2м; г – месячное количество осадков.

в городе. Для сравнения и подтверждения этого эффекта для всего города в целом на рис. 4г показаны среднегодовые вариации величины концентрации аэрозолей РМ<sub>10-2.5</sub> в течение суток, полученные не только по нашим наблюдениям в ИФА РАН, но и на некоторых автоматических станциях контроля загрязнения атмосферы (АСКЗА) наблюдательной сети ГПБУ "Мосэкомониторинг" (МЭМ), а также при усреднении данных всех АСКЗА МЭМ, измерявших в 2022 г. массовую концентрацию аэрозольных частиц PM<sub>2.5</sub> и PM<sub>10</sub>. Дневной минимум в этих зависимостях наблюдается в Москве повсеместно, но при усреднении по всем АСКЗА МЭМ он несколько сглаживается и размывается за счет разнообразия условий формирования аэрозольного поля в воздухе разных районов огромного мегаполиса. Качественно эти различия видны на рис. 4г, где данные в пункте наблюдений ИФА РАН представляют центральный административный район Москвы, АСКЗА "Спиридоновка" МЭМ – центральный жилой район, АСКЗА "Сухаревская площадь" МЭМ – район круглосуточно активной крупной автомагистрали Садового кольца, АСКЗА "МГУ" МЭМ – парковую зону на Воробьевых Горах.

Связи с метеоусловиями. Важным фактором, ведущим к повышению аэрозольного загрязнения приземного воздуха, является образование в отдельные дни и периоды комплекса метеоусловий, способствующих значительному увеличению уровня аэрозольного загрязнения воздуха – неблагоприятных метеорологических условий (НМУ). Это дни с повышенным атмосферным давлением, пониженной относительной влажностью воздуха и отсутствием осадков, при штиле или слабом ветре и температурных инверсиях разной интенсивности [Кузнецова и др., 2014 (б)]. Оценим наличие или отсутствие связей между концентрацией рассматриваемых составляющих аэрозоля и метеорологическими характеристиками - по величине парных коэффициентов корреляции R значений, представленных в табл. 2, - по расчетам на массивах с разным периодом временных вариаций (месяц, сутки, час). Так мы пытаемся учесть и отделить процессы разной инерционности во временной изменчивости рассматриваемых характеристик и параметров.

Как видно из таблицы, относительная влажность воздуха практически не оказывает влияние на аэрозоли PM<sub>2.5</sub> и черный углерод, но концентрация грубодисперсных частиц PM<sub>10-2.5</sub> досто-

2024

Город	Город 20181)			<b>2019</b> <sup>1)</sup>		<b>2020</b> <sup>1)</sup>		21 <sup>2)</sup>	<b>2022</b> <sup>2)</sup>	
	PM <sub>2.5</sub>	PM <sub>10</sub>	PM <sub>2.5</sub>	PM <sub>10</sub>	PM <sub>2.5</sub>	PM <sub>10</sub>	PM <sub>2.5</sub>	PM <sub>10</sub>	PM <sub>2.5</sub>	PM <sub>10</sub>
Хельсинки	10	32	10	32	5.4	14	5.9	_	5.5	_
Берлин	_	28	_	25	_	22	12.5	_	12.6	_
Москва <sup>3)</sup>	11.6	22.1	11.1	25.1	9.7/7.9	23.2/25.4	12.3/9.4	24.5/28.1	10.5/8.0	22.6/20.9
Амстердам	17	25	15	24	10	20	10.3	_	10.1	_
Париж	13	25	15	27	13	23	13.7	_	12.7	_
Лондон	15	24	19	30	14	24	9.8	_	9.6	_
Рим	14	27	12	25	13	23	11.1	_	12.6	_
Мадрид	5.1	8.6	6.5	11	7.5	9.6	9.4	_	9.5	_
Афины	17	39	16	32	13	19	19.2	_	19.2	_
Нью-Йорк	6.7	-	5.7	-	4.9	-	10	_	9.9	_
Оттава	5.3	_	5.1	_	5.4	_	8.2	_	6.8	_
Мехико	22	37	26	44	21	36	21.7	_	22.1	_
Сан-Пауло	17	28	17	29	13	24	14.2	_	13.5	_
Сидней	11	22	7.9	17	7.7	14	5.3	_	3.1	_
Пекин	24	53	46	88	76	83	34.4	_	29.8	_
Дели	91	263	88	240	48	112	85	-	89.1	_
Сеул	31	60	25	48	22	46	19.7	_	18.3	_

**Таблица 3.** Массовая концентрация аэрозольных частиц  $PM_{2.5}$  и  $PM_{10}$  в некоторых крупных городах мира [Sokhi et al., 2021; https://www.iqair.com/world-most-polluted-cities]

**Примечания:** <sup>1)</sup> Средние значения за первое полугодие; <sup>2)</sup> среднегодовые значения; <sup>3)</sup> средние значения по данным всех станций МЭМ/наблюдений в ИФА РАН. Прочерк означает отсутствие данных.

верно уменьшается с повышением относительной влажности – при всех трех рассмотренных периодах временных вариаций. Остальные коэффициенты корреляции и их знаки указывают (хотя и не всегда с высокой достоверностью) на накопление аэрозоля в приземном воздухе в условиях НМУ (положительные корреляции с давлением и количеством регистрации штилевых условий для среднемесячных величин, отрицательные - со скоростью ветра для среднесуточных). Особенно регулярно значения концентрации всех рассматриваемых аэрозольных составляющих откликаются на изменения скорости ветра с высокой частотой (среднечасовые вариации величин), которые столь же достоверно соответствуют повышению давления воздуха.

В дополнение к табл. 2 отметим также достоверно высокий коэффициент корреляции между значениями концентрации частиц  $PM_{10-2.5}$  и температуры воздуха (R = 0.88), рассчитанный по всем данным за год. Это является следствием годового хода температуры воздуха и состояния подстилающей поверхности, когда в более теплые месяцы максимально поступление в приземный

слой атмосферы более крупных частиц аэрозоля в виде минеральных частиц пыли и почвы с поверхности.

Сравнение сезонного хода метеорологических параметров в 2022 г. с многолетними средними показало их небольшое отличие. Рисунок 5 иллюстрирует различия температуры воздуха, давления, влажности и количества осадков в 2022 г. по сравнению со средними показателями за 11 лет (2011–2021 гг.).

Как видно из рисунка, в 2022 г. были аномально теплые февраль и август (на 5 и 4.3 градуса выше нормы соответственно), сумма осадков за весь год была на 100 мм меньше, чем в среднем в предыдущие 11 лет. В частности, в августе выпало всего 4 мм осадков, что, видимо, и способствовало формированию в этом месяце пожарной обстановки в ряде областей центра ETP. Отметим также повышенное атмосферное давление, низкую влажность и малое количество осадков в марте и в августе, характерные для HMУ, способствовавшие повышению в эти месяцы аэрозольного загрязнения воздуха в городе (см. далее рис. 6).

### ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ ЧЕРНОГО УГЛЕРОДА И АЭРОЗОЛЕЙ...

### Период Концентрация ВС, мкг/м<sup>3</sup>, Ср + СКО (медиана) Место наблюдений Ссылка наблюдений Весна Лето Весь период Осень Зима Европа 01.01.2022- $1.3 \pm 0.4$ ИФА РАН, Москва, Россия $1.6 \pm 1.1$ $1.6 \pm 0.1$ $1.6 \pm 0.3$ $2.0 \pm 0.7$ Наст. работа 31.12.2022 2018 $1.0 \pm 0.2$ [Popovicheva 2019 $1.09\pm0.1$ $1.03 \pm 0.2$ et al., 2020; \_ \_ \_ МГУ, Москва, Россия Popovicheva 2019-2020 \_ $1.3 \pm 0.2$ \_ \_ \_ et al., 2022] София, Болгария 10.2020, 01.2021 2.4 3.6 \_ \_ \_ [Hristova et 01.2021 Бургас, Болгария 1.6 1.8 \_ \_ al., 2022] Забже (Zabrze), Польша 2020 2.9 \_ \_ \_ \_ 31.12.201-Хельсинки, Финляндия $0.74 \pm 1.3$ 0.99 1.24 1.02 0.60 31.12.2019 19.03.201-Бирмингем, Великобритания $0.76\pm0.82$ 0.9 0.87 0.75 0.59 23.02.2022 01.01.202-Северный Кенсингтон, $0.84\pm0.92$ 0.92 1.16 0.71 0.60 Лондон, Великобритания 01.01.2022 28.04.201-1.64 1.06 Эндховен, Нидерланды $1.37 \pm 1.30$ 1.57 1.23 31.12.2021 01.01.2016-Париж, Франция $1.46 \pm 1.43$ 1.72 1.71 1.25 1.14 31.12.2019 01.01.2017-Марсель, Франция $1.61\pm1.46$ 1.72 2.15 1.22 1.38 31.12.2019 [Savadkoohi 03.04.2015-Барселона, Испания $1.51 \pm 1.53$ 1.62 1.68 1.34 1.37 et al., 2023] 20.09.2020. 14.01.2013-1.47 2.40 0.82 Мадрид, Испания $1.35\pm1.83$ 0.89 31.12.2019 01.01.2017-Афины, Греция $1.76 \pm 2.29$ 1.81 2.50 1.49 1.24 31.12.2019 27.02.2014-Бухарест, Румыния $2.13\pm3.05$ 1.91 2.54 2.99 1.25 11.01.2022 01.01.2017-Дрезден, Германия $0.68\pm0.66$ 0.78 0.89 0.62 0.43 31.12.2019 01.01.2015-0.93 0.88 Берн, Швейцария $1.07\pm0.79$ 1.12 1.35 31.12.2021 12.06.2019-Милан, Италия $2.02\pm1.47$ 2.48 3.47 1.33 \_ 22.11.2021 Азия Нью-Дели, Индия $2.49 \pm 0.89/$ [Malik et al.. 09.2019-08.2020 $5.02\pm4.40$ (городской фон/вблизи \_ $7.63\pm3.87$ 2022] автомагистрали) 01.04.2015-Мегаполис Метро Манила, $6.9\pm4.8$ [Alas et al., 10.06.2015 $6.9 \pm 4.8 (5.9)$ Филиппины (5.9)2018] (сухой сезон) $3.71\pm0.25$ 2010 $5.41 \pm 0.42$ $5.97\pm0.51$ $4.66 \pm 0.15$ 2011 $4.16\pm0.26$ $3.74\pm0.37$ $3.09\pm0.22$ $4.1\pm0.14$ [Liu et al., $3.63\pm0.2$ 2012 $4.21\pm0.3$ $3.5\pm0.32$ $3.5 \pm 0.19$ Пекин, Китай 2016] 2013 $3.2\pm0.21$ $5.74 \pm 0.74$ $2.13\pm0.11$ $2.36 \pm 0.1$ 2014 $2.8\pm0.16$ $3.62\pm0.28$ $2.47\pm0.15$ $3.11\pm0.3$

### Таблица 4. Средние значения (Ср) массовой концентрации черного углерода (мкг/м3) в различных регионах мира

### Таблица 4. Окончание

Maama wafanaanaawi	Период	Конце	нтрация ВС, м	G				
место наолюдении	наблюдений	Весь период	Весь период Осень Зима		Весна	Лето	Ссылка	
Северная Америка								
Штат Миссисипи, США								
Большие города:								
Галфпорт (Gulfport)	09.2013-12.2014	1.55 ± 1.04 (1.45)	_	-	-	-		
Хаттисбург (Hattiesburg)		2.00 ± 1.26 (1.85)						
Джексон (Jackson)		2.04 ± 1.43 (1.90)					[Nguyen,	
Штат Миссисипи, США							Roper, 2023]	
Малые города:								
Grenada (Гренада)	09.2013-12.2014	$1.01 \pm 0.72 \ (0.81)$	_	_	_	_		
Hernando (Эрнандо)		$1.50 \pm 0.82 (1.44)$						
Паскагула (Pascagoula)		1.73 ± 0.88 (1.65)						
		Южная Ам	мерика		~			
Бразилия:			$10.8 \pm 6.5$	$122 \pm 64$	81+46	78+22		
Сан-Паулу		$10.6 \pm 6.4$ $3.4 \pm 2.5$	$10.8 \pm 0.3$	$12.2 \pm 0.4$	$3.1 \pm 4.0$ $2.4 \pm 1.5$	$7.0 \pm 3.3$ $2.1 \pm 1.2$		
Рио-де-Жанейро	01.06.2007		$5.0 \pm 2.3$ $5.1 \pm 2.2$	$4.0 \pm 2.3$ 57 + 20	$2.4 \pm 1.3$ $2.5 \pm 2.0$	$2.1 \pm 1.2$ $2.0 \pm 1.7$	[do Mirondo	
Белу-Оризонти	21.08.2007	$4.5\pm3.3$	$5.1 \pm 5.2$ $5.2 \pm 4.0$	$5.7 \pm 5.9$ $5.0 \pm 4.1$	$3.3 \pm 2.0$ $2.3 \pm 1.8$	$2.7 \pm 1.7$ $2.1 \pm 1.2$	at al 20121	
Куритиба	51.08.2008	$4.4 \pm 4.0$	$5.2 \pm 4.9$ $5.2 \pm 4.7$	$5.0 \pm 4.1$ $5.7 \pm 5.4$	$3.3 \pm 1.0$ $2.4 \pm 2.5$	$2.1 \pm 1.2$ $1.8 \pm 0.8$	et al., 2012]	
Порту-Аллегри		$3.9\pm4.3$	$3.2 \pm 4.7$ $2.1 \pm 1.0$	$3.7 \pm 3.4$ $2.4 \pm 1.1$	$3.4 \pm 3.3$ $1.5 \pm 0.0$	$1.0 \pm 0.0$ $1.4 \pm 0.6$		
Ресифи		$1.9 \pm 1.1$	2.1 ± 1.0	2.4 ± 1.1	1.5 ± 0.9	1.4 ± 0.0		
Африка								
г. Алжир, Алжир	01.06.2014-	$1.11 \pm 2.02$	1.21 ± 1.15	$1.02 \pm 1.19$	$0.07 \pm 0.06$	$1.28 \pm 1.25$	[Merabet et	
	31.05.2015	1.11 ± 2.05		1.02 ± 1.10	0.97 ± 0.90	1.20 ± 1.33	al., 2019]	
Канр Египет	Осень 2004,	$9.9\pm 6.6$					[Mahmoud	
каир, шинет	Весна 2005	$6.9\pm4.8$	_				et al., 2008]	

# Уровень загрязнения приземного воздуха крупных городов мира черным углеродом и аэрозольными частицами РМ<sub>25</sub> и РМ<sub>10</sub>

В табл. 3 и 4 приведены данные о средних значениях массовой концентрации аэрозольных частиц PM<sub>2.5</sub> и PM<sub>10</sub> и черного углерода в приземном воздухе различных крупных городов мира.

Как видно из табл. 3 и 4, уровень аэрозольного загрязнения приземного воздуха урбанизированных районов, расположенных в разных регионах Земного шара, несмотря на особенности географического расположения, рельефа местности, синоптических и метеорологический условий и регионального климата, схож. Это обусловлено спецификой локальных городских источников, численностью и плотностью населения. Уровень аэрозольного загрязнения воздуха Московского мегаполиса соизмерим с уровнем загрязнения большинства крупных городов Европы и Северной Америки, несколько выше, чем в городах Северной Европы, и ниже, чем в городах Южной Европы, Латинской и Южной Америки и Азии. Причем такая тенденция справедлива как для пылевой компоненты атмосферного аэрозоля, так и для черного углерода. Сезонный ход концентрации черного углерода и пылевой компоненты приземного аэрозоля в большинстве городов мира подобен сезонному ходу этих аэрозольных составляющих в Московском мегаполисе. Это свидетельствует о схожих механизмах формирования атмосферного аэрозольного поля (источниках эмиссии аэрозольных частиц и путей их вывода из атмосферы) и качественно указывает на общность воздействия этих механизмов на состав аэрозоля в городах в разные сезоны.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Специфика изменчивости концентрации черного углерода и аэрозольных частиц PM<sub>2.5</sub> и PM<sub>10</sub> в приземном воздухе центра Москвы свидетельствует о том, что основной вклад в загрязнение пылью и углеродсодержащими аэрозолями вносят локальные антропогенные источники: транспорт, теплоэнергетика и другая деятельность населения с учетом внутригодовых особенностей.

Сезонные вариации концентрации каждой из рассмотренных аэрозольных составляющих связаны с изменчивостью их специфических источников и стоков, а также синоптических условий и метеорологических параметров. Суточные вариации концентрации аэрозольных компонент, главным образом, отражают активность и специфику человеческой деятельности, а также изменения условий осаждения аэрозолей на поверхность и вертикальной конвекции в нижнем слое атмосферы в течение суток.

Воздействие источников, связанных с региональным и дальним атмосферным переносом в Московский регион аэрозолей горения и/или пыли, на общий фон аэрозольного загрязнения Московского мегаполиса кратковременно, но может приводить к значительному росту (с превышением ПДК) среднесуточных значений массовой концентрации аэрозольных частиц РМ<sub>10</sub>. В 2022 г. аномально высокие значения концентрации аэрозольных составляющих (черный углерод, РМ<sub>10</sub> и РМ<sub>25</sub>) в приземном воздухе Москвы наблюдались при дальнем переносе загрязнений из районов горения биомассы и/или пыльных бурь. Количество таких дней за год составило менее 9%, что подтверждает аналогичные статистические показатели 2020 и 2021 гг., полученные по данным наблюдений в ИФА РАН и в целом по Москве. Большинство этих дней было связано с неблагоприятными метеорологическими условиями, при которых происходило накопление примесей в нижнем слое атмосферы.

В целом результаты наблюдений за составом приземного аэрозоля в Москве в 2022 г. показали, что по уровню аэрозольного загрязнения Московский мегаполис сопоставим с другими крупными городами Европы и Северной Америки, характеризуется более чистым воздухом по сравнению с урбанизированными районами Азии, Латинской и Южной Америки и не является сильным источником загрязняющих аэрозольных веществ в Европе.

Полученные в данной работе численные значения концентрации ВС и аэрозолей разной дисперсности, их изменчивости в приземном воздухе Москвы могут быть полезными не только для уточнения уровня и пространственного распределения аэрозольного загрязнения приземного воздуха в Москве, но и для исследований роли сажевой и пылевой компонент аэрозоля в процессах изменения регионального климата и состояния городских экосистем, а также при оценках радиационных эффектов в атмосфере, например, при изучении формирования над Москвой «острова тепла» в разные сезоны.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают большую признательность руководству ГПБУ "Мосэкомониторинг" за предоставленную возможность доступа к базе данных измерений на наблюдательной сети ACK3A в Москве.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН (полевые наблюдения за составом приземного аэрозоля и экспериментальное измерение концентрации сажевой и пылевой компонент атмосферного аэрозоля) и при частичной финансовой поддержке РНФ, грант № 23–27–00063 (тематическая обработка и анализ экспериментальных данных, исследование изменчивости концентрации черного углерода и пыли на основе данных измерений).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- *Будыко М. И.* Изменения климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1974, 280 с.
- Ван Ген Чен, Гречко Е. И., Емиленко А. С., Копейкин В. М., Фокеева Е. В. Результаты совместных измерений окиси углерода в толще атмосферы и субмикронного аэрозоля в приземном слое в Пекине // Опт. атмос. океана. 2003. Т. 16. № 1. С. 45–51.
- Виноградова А.А., Губанова Д. П., Иорданский М.А., Скороход А.И. Влияние метеорологических условий и дальнего переноса воздушных масс на состав приземного аэрозоля в Москве в зимние сезоны // Опт. атмос. океана. 2022. Т. 35. № 06. С. 436–446. https://doi.org/10.15372/AOO20220602
- Гинзбург А. С., Докукин С. А. Влияние теплового загрязнения атмосферы на климат города (оценки с помощью модели COSMO-CLM) // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 1. С. 53–66.
- Глазкова А.А., Кузнецова И.Н., Шалыгина И.Ю., Семутникова Е. Г. Суточный ход концентрации аэрозоля (PM<sub>10</sub>) летом в Московском регионе // Опт. атмос. океана. 2012. Т. 25. № 6. С. 495–500.
- Горчаков Г.И., Аникин П.П., Волох А.А., Емиленко А.С., Исаков А.А., Копейкин В.М., Пономарева Т.Я., Семутникова Е.Г., Свириденков М.А., Шукуров К.А. Исследование состава задымленной атмосферы Москвы во время пожаров торфяников летом-осенью 2002 г. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 3. С. 366–380.
- Горчаков Г.И., Ситнов С.А., Семутникова Е.Г., Копейкин В.М., Карпов А.В., Горчакова И.А., Панкратова Н.В., Пономарева Т.Я., Кузнецов Г.А., Лоскутова О.В., Козловцева Е.А., Родина К.В. Крупномасштабное задымление европейской территории России и Белоруссии в июле 2016 г. // Исследование Земли из космоса. 2018. № 1. С. 27–42.
- *Губанова Д. П., Беликов И. Б., Еланский Н. Ф., Скороход А. И., Чубарова Н. Е.* Изменчивость приземной концентрации аэрозолей РМ<sub>25</sub> в г. Москве по наблюдениям

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

том 60 № 3 2024

в Метеорологической обсерватории МГУ // Опт. атмос. океана. 2017. Т. 30. № 12. С. 1033–1042.

Губанова Д. П., Виноградова А.А., Лезина Е.А., Иорданский М.А., Исаков А.А. Условно-фоновый уровень аэрозольного загрязнения приземного воздуха в Москве и пригороде: сезонные вариации // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023 (а). Т. 59, № 6. С. 754–773.

https://doi.org/10.31857/S0002351523060056

Губанова Д. П., Иорданский М.А., Виноградова А.А., Беликов И.Б., Белоусов В.А. Проблема выбора значений плотности частиц для численной оценки массовой концентрации субмикронного и микронного аэрозоля // Опт. атмос. океана. 2023 (б). Т. 36, № 6. С. 469–481.

https://doi.org/10.15372/AOO20230607

- *Емиленко А. С., Копейкин В. М.* Сравнение синхронных измерений концентрации сажи и субмикронного аэрозоля в регионах с различной степенью антропогенной нагрузки // Опт. атмос. океана. 2009. Т. 22. № 6. С. 535–540.
- Кобелев В.О., Поповичева О.Б., Синицкий А.И. Климатический трассер – черный углерод на Полярном круге // Науч. вестн. Ямало-Ненецкого автономного округа. 2020. № 1(106). С. 47–53.

https://doi.org/10.26110/ARCTIC.2020.106.1.004

- Кондратьев К.Я., Ивлев Л.С., Крапивин В.Ф. Атмосферные аэрозоли: Свойства, процессы образования и воздействия. От нано- до глобальных масштабов. СПб.: BBM, 2007. 858 с.
- Копейкин В. М. Наблюдение содержания субмикронного аэрозоля в атмосфере над Россией в международных экспедициях TROICA // Опт. атмос. океана. 2008. Т. 21. № 11. С. 970–976.
- Копейкин В. М. Сажевый аэрозоль в атмосфере города Москвы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 1. С. 104–110.
- Копейкин В. М., Голицын Г. С., Ван Гэнчэнь, Ван Пуцай, Пономарева Т. Я. Вариации концентрации сажи в мегаполисах Пекине и Москве // Опт. атмос. океана. 2019. Т. 32. № 6. С. 453–457.

https://doi.org/10.15372/AOO20190606

Копейкин В. М., Емиленко А. С., Исаков А. А., Лоскутова О. В., Пономарева Т. Я. Изменчивость сажевого и субмикронного аэрозоля в Московском регионе в 2014—2016 гг. // Опт. атмос. океана. 2018. Т. 31. № 1. С. 5—10.

https://doi.org/10.15372/AOO20180101

- Копейкин В. М., Капустин В. Н., Пекур М. С. Контроль сажевого аэрозоля в атмосфере города Москвы // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29. № 2. С. 213–217.
- Копейкин В. М., Пономарева Т. Я. Зависимость вариаций содержания сажи в атмосфере Москвы от направления переноса воздушных масс // Опт. атмос. океана. 2020. Т. 33. № 10. С. 811–817.
- Кузнецова И. Н., Брусова Н. Е., Нахаев М. И. Городской остров тепла в Москве: определение, границы, изменчивость // Ми Г. 2017. № 5. С. 49-61.
- Кузнецова И.Н., Глазкова А.А., Шалыгина И.Ю., Нахаев М.И., Архангельская А.А., Звягинцев А.М., Семут-

никова *Е. Г., Захарова П. В.,* Лезина *Е. А.* Сезонная и суточная изменчивость концентраций взвешенных частиц в приземном воздухе жилых районов Москвы // Опт. атмос. океана. 2014 (а). Т. 27. № 6. С. 473–482.

- Кузнецова И. Н., Шалыгина И. Ю., Нахаев М. И., Глазкова А. А., Захарова П. В., Лезина Е. А., Звягинцев А. М. Неблагоприятные для качества воздуха метеорологические факторы // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2014 (б). № 351. С. 154–172.
- Локощенко М.А, Богданович А.Ю., Еланский Н.Ф., Лезина Е.А. Температурные инверсии в Москве и их влияние на состав приземного воздуха // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 6. С. 641–650. https://doi.org/10.31857/S0002351521060080
- СанПиН 1.2.3685–21. Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания. Утв. Постановлением Главного государственного санитарного врача РФ от 28.01.2021 г. № 2.
- Свириденков М.А., Емиленко А.С., Копейкин В.М., Ван Г.Ч. Трансформация оптических свойств и микроструктуры аэрозоля во время смогового эпизода в Пекине // Опт. атмос. океана. 2006. Т. 19. № 6. С. 522–525.
- Шевченко В. П., Копейкин В. М., Новигатский А. Н., Малафеев Г. В. Черный углерод в приводном слое атмосферы над северной Атлантикой и морями российской Арктики в июне-сентябре 2017 г. // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 771–776.
- Air quality in the world. World's most polluted cities. 2017–2022. https://www.iqair.com/world-most-polluted-cities.
- Alas H. D., Müller T., Birmili W., Kecorius S., Cambaliza M. O., Simpas J. B.B., Cayetano M., Weinhold K., Vallar E., Galvez M. C. and Wiedensohler A. Spatial Characterization of Black Carbon Mass Concentration in the Atmosphere of a Southeast Asian Megacity: An Air Quality Case Study for Metro Manila, Philippines // Aerosol Air Qual. Res. 2018. V. 18. P. 2301–2317.

https://doi.org/10.4209/aaqr.2017.08.0281

- Bond T. C., et al. (31 authors). Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment // J. Geophys. Res. Atmos. 2013. V. 118. P. 5380–5552. https://doi.org/10.1002/jgrd.50171
- Briggs N.L., & Long C. M. Critical review of black carbon and elemental carbon source apportionment in Europe and the United States // Atmos. Environ. 2016. V. 144. P. 409–427.

https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.09.00/

Brinkman A., McGregor J. Solar radiation in dense Saharan aerosol in northern Nigeria // J. Quart. J. Roy. Met. Soc. 1983. V. 109. P. 831–847.

https://doi.org/10.1256/smsqj.46209

- Cess R., Potter G., Ghan S., et al. The climatic effects of large injections of atmospheric smoke and dust: A study of climate feedback mechanisms with one- and threedimensional climate models // J. Geophys. Res. 1980. V. 90. P. 12937–12950.
- Chaibou S., Ma A., and Sha T. Dust radiative forcing and its impact on surface energy budget over West Africa // Sci

Rep. 2020. V. 10. P. 12236.

https://doi.org/10.1038/s41598-020-69223-4

- Chapman S., Watson J. E.M., Salazar A., Thatcher M., McAlpine C.A. The impact of urbanization and climate change on urban temperatures: a systematic review // Landscape Ecol. 2017. V. 32. P. 1921–1935.
- Chubarova N., Androsova E., Kirsanov A., Varentsov M., Rivin G. Urban aerosol, its radiative and temperature response in comparison with urban canopy effects in megacity based on COSMO-ART modeling // Urban Climate. 2024. V. 53. P. 101762.
- https://doi.org/10.1016/j.uclim.2023.101762
- Chubarova N. E., Vogel H., Androsova E. E., Kirsanov A. A., Popovicheva O. B., Vogel B., and Rivin G. S. Columnar and surface urban aerosol in the Moscow megacity according to measurements and simulations with the COSMO-ART model // Atmos. Chem. Phys. 2022. V. 22. P. 10443– 10466.

https://doi.org/10.5194/acp-22-10443-2022

*De Miranda R. M., de Fatima Andrade M., Fornaro A. et al.* Urban air pollution: a representative survey of PM<sub>2.5</sub> mass concentrations in six Brazilian cities //Air Qual Atmos Health. 2012. Vol. 5. P. 63–77.

https://doi.org/10.1007/s11869-010-0124-1

- Diapouli E., Kalogridis A.-C., Markantonaki C., Vratolis S., Fetfatzis P., Colombi C., Eleftheriadis K. Annual Variability of Black Carbon Concentrations Originating from Biomass and Fossil Fuel Combustion for the Suburban Aerosol in Athens, Greece // Atmosphere. 2017. V. 8. 234. https://doi.org/10.3390/atmos8120234
- Drinovec, L., Močnik, G., Zotter, P., Prévôt, A. S. H., Ruckstuhl, C., Coz, E., Rupakheti, M., Sciare, J., Müller, T., Wiedensohler, A., and Hansen, A. D. A.: The "dual-spot" Aethalometer: an improved measurement of aerosol black carbon with real-time loading compensation // Atmos. Meas. Tech. 2015. V. 8. P. 1965–1979. https://doi.org/10.5194/amt-8–1965–2015
- *Gelaro R., et al. (32 authors).* The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) // Journal of Climate. 2017. V. 30(14). P. 5419–5454.

https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0758.1

- Gubanova D., Chkhetiani O., Vinogradova A., Skorokhod A., Iordanskii M. Atmospheric transport of dust aerosol from arid zones to the Moscow region during fall 2020 // AIMS Geosciences. 2022a. V. 8. № 2. P. 277–302. https://doi.org/10.3934/geosci.2022017
- Gubanova D. P., Vinogradova A.A., Iordanskii M.A., Skorokhod A. I. Variability of Near-Surface Aerosol Composition in Moscow in 2020–2021: Episodes of Extreme Air Pollution of Different Genesis//Atmosphere. 2022b. V. 13. P. 574.

https://doi.org/10.3390/atmos13040574

- Hansen A. D.A., Rosen H., and Novakov T. The aethalometer an instrument for the real-time measurement of optical absorption by aerosol particles // Sci. Total Environ.1984. V. 36. P. 191–196.
- Hristova E., Georgieva E., Veleva B., Neykova N., Naydenova S., Gonsalvesh-Musakova L., Neykova R., Petrov A. Black Carbon in Bulgaria – Observed and Modelled Concentrations in Two Cities for Two

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Months // Atmosphere. 2022. V. 13. 213. https://doi.org/10.3390/atmos13020213/ http://rp5.ru.

http://www.windy.com/ru.

https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/.

https://mosecom.mos.ru/stations.

https://weatherarchive.ru/Pogoda/Moscow.

https://www.arl.noaa.gov.

- Jacobson M.Z. Short-term effects of controlling fossil-fuel soot, biofuel soot and gases, and methane on climate, Arctic ice, and air pollution health // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. D14209. https://doi.org/10.1029/2009JD013795
- Janssen N., Gerlofs-Nijland M.E., Lanki T., Salonen R.O., Cassee F. et al. Health effects of black carbon / World Health Organization. Regional Office for Europe. 2012. https://apps.who.int/iris/handle/10665/352615
- Liu Q., Ma T., Olson M. R., Liu Y., Zhang T., Wu Y. &. Schauer J. J. Temporal variations of black carbon during haze and non-haze days in Beijing // Sci. Rep. 2016. V. 6. P. 33331. 10.1038/srep33331 (2016).
- Lokoshchenko M. A., Alekseeva L. I. Influence of Meteorological Parameters on the Urban Heat Island in Moscow // Atmosphere. 2023. V. 14. P. 507. https://doi.org/10.3390/atmos14030507
- Mahmoud K. F., Alfaro S. C., Favez O., Abdel Wahab M. M., Sciare J. Origin of black carbon concentration peaks in Cairo (Egypt) // Atmos. Res. 2008. V. 89. P. 161–169.
- Mahowald N., Albani S., Kok J. F., Engelstaeder S., Scanza R., Ward D. S., Flanner M. G. The size distribution of desert dust aerosols and its impact on the Earth system // Aeolian Research. 2014. V. 15. P. 53–71. https://doi.org/10.016/j.cocdia.2012.00.002
  - https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2013.09.002
- Malik A., Aggarwal S. G., Ohata A., Mori T., Kondo Y., Sinha P.R., Patel P., Kumar B., Singh K., Soni D., Koike M. Measurement of Black Carbon in Delhi: Evidences of Regional Transport, Meteorology and Local Sources for Pollution Episodes // Aerosol Air Qual. Res. 2022. V. 22. 220128.

https://doi.org/10.4209/aaqr.220128

Merabet H., Kerbachi R., Mihalopoulos N., Stavroulas I., Kanakidou M., & Yassaa N. Measurement of atmospheric black carbon in some South Mediterranean cities: Seasonal variations and source apportionment // Clean Air Journal. 2019. V. 29 (2).

https://doi.org/10.17159/caj/2019/29/2.7500.

Mousavi A., Sowlat M. H., Hasheminassab S., Polidori A., Sioutas C. Spatio-temporal trends and source apportionment of fossil fuel and biomass burning black carbon (BC) in the Los Angeles Basin // Sci. Total Environ. 2018. V. 640. P. 1231–1240.

https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.022

*Nguyen H. T., Roper C.* Black carbon concentrations, sources, and health risks at six cities in Mississippi, USA // Air Qual Atmos Health. 2023.

https://doi.org/10.1007/s11869-023-01433-x

Popovicheva O., Chichaeva M., Kovach R., Zhdanova E., Kasimov N. Seasonal, Weekly, and Diurnal Black Carbon in Moscow Megacity Background under Impact of Urban and Regional Sources // Atmosphere. 2022. V. 13. 563. https://doi.org/10.3390/atmos13040563

том 60 № 3 2024

Popovicheva O., Diapouli E., Chichaeva M., Kosheleva N., Kovach R., Bitukova V., Eleftheriadis K., Kasimov N. Aerosol characterization and peculiarities of source apportionment in Moscow, the largest and northernmost European megacity // Sci. Total Environ. 2024. V. 918. P. 170315.

https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.170315

- Popovicheva O., Kireeva E., Persiantseva N., Timofeev M., Kistler M., Kasper-Giebl A., Kopeikin V. Physicochemical characterization of smoke aerosol during largescale wildfires: extreme event of August 2010 in Moscow // Atmos. Environ. 2014 (a). V. 96. P. 405–414.
- Popovicheva Ö. B., Kireeva E. D., Steiner S., Rothen-Rutishauser B., Persiantseva N. M., Timofeev M.A., Shonija N.K., Comte P., Czerwinski J. Microstructure and chemical composition of diesel and biodiesel particle exhaust // Aerosol Air Qual. Res. 2014b. V. 14. P. 1392–1401.
- Popovicheva O. B., Volpert E., Sitnikov N. M., Chichaeva M. A., Padoan S. Black Carbon in spring aerosols of Moscow urban background // Geography, Environment, Sustainability. 2020. V. 13. № 1. P. 233–143 https://doi.org/10.24057/2071–9388–2019–90
- Ramachandran S., Rajesh T. Black carbon aerosol mass concentrations over Ahmedabad, an urban location in western India: Comparison with urban sites in Asia, Europe, Canada, and the United States // J. Geophys. Res. Atmos. 2007. V. 112. D06211.
- Salvador P., na Artíñano B., Molero F. et al. African dust contribution to ambient aerosol levels across central Spain: characterization of long-range transport episodes of desert dust // Atmos. Res. 2013. V. 127. P. 117–129. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.12.011
- Savadkoohi M., Pandolfi M., Reche C. et al. (50 autors). The variability of mass concentrations and source apportionment analysis of equivalent black carbon across urban Europe // Environment International. 2023. V. 178. 108081. https://doi.org/10.1016/j.envint.2023.108081

- Schepanski K. Transport of mineral dust and its impact on climate // Geosciences. 2018. V. 8. № 5. P. 151. https://doi.org/10.3390/geosciences8050151
- *Seinfeld J. H., Pandis S. N.* Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change, 2nd Edition. New York: Wiley, USA, 2006. 1232 p.
- Sokhi R. S. et al. (97 authors). A global observational analysis to understand changes in air quality during exceptionally low anthropogenic emission conditions // Environ. Intern. 2021. V. 157. № 12. P. 106818. https://doi.org/10.1016/i.envint.2021.106818

https://doi.org/10.1016/j.envint.2021.106818

Stein A. F., Draxler R. R., Rolph G. D., Stunder B. J.B., Cohen M. D., Ngan F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2015. V. 96. P. 2059–2077.

http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1 Steiner S., Czerwinski J., Comte P., Popovicheva O., Kireeva E.,

- Steller S., Czerwinski J., Come F., Fopovicneva O., Kireeva E., Müller L., Heeb N., Mayer A., Fink A., Rothen-Rutishauser B. Comparison of the toxicity of diesel exhaust produced by bio-and fossil diesel combustion in human lung cells in vitro // Atmos. Environ. 2013. V. 81. P. 380–388.
- Tiwari S., Srivastava A. K., Bisht D. S., Parmita P., Srivastava M. K., Attri S. Diurnal and seasonal variations of black carbon and PM<sub>2.5</sub> over New Delhi, India: Influence of meteorology // Atmos. Res. 2013. V. 125. P. 50–62. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.01.011
- *Varentsov M., Samsonov T., Demuzere M.* Impact of Urban Canopy Parameters on a Megacity's Modelled Thermal Environment // *Atmosphere*. 2020. V. 11. P. 1349. https://doi.org/10.3390/atmos11121349
- Vinogradova A. A., Kopeikin V. M., Vasileva A. V., Smirnov N. S., Ivanova Yu. A. Concentration of Black Carbon in the Near-Surface Atmosphere in the Pechora-Ilych Natural Reserve: Measurements and Merra-2 Reanalysis // Izv., Atmos. Ocean. Phys. 2020. V. 56. № 10. P. 1191–1201. https://doi.org/10.1134/S0001433820100084

# VARIABILITY OF BLACK CARBON AND AEROSOLS PM<sub>10</sub> AND PM<sub>2.5</sub> IN THE NEAR-SURFACE AIR OF THE MEGALOPOLIS

# A. A. Vinogradova<sup>1,\*</sup>, D. P. Gubanova<sup>1</sup>, V. M. Kopeikin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Pyzhevsky Lane, 3, Moscow, 119017 Russia

\*e-mail: anvinograd@yandex.ru

The results of continuous observations of mass concentration of black carbon and aerosols  $PM_{10}$ ,  $PM_{2.5}$  in the near-surface layer of the atmosphere in the center of Moscow metropolis in 2022 are considered. The interpretation of the results was carried out applying the meteorological data, backward trajectories of air mass transport to Moscow and MERRA-2 reanalysis data on the spatial distribution of dust and black carbon in near-surface air of the center of the European part of Russia. The days (less than 9%) of an extreme increase in black carbon and  $PM_{10}$  concentrations due to atmospheric transport of fire aerosols or dust to Moscow from other regions are highlighted. The variability of a typical aerosol (outside of such episodes) in the megalopolis has been studied at different time scales – from daily to monthly and seasonal ones. The main contribution of dust and carbon-containing aerosols to megalopolis atmosphere is made by local anthropogenic sources (transport, thermal energy, industrial enterprises, construction facilities). A high correlation has been established between the concentrations of black carbon and  $PM_{2.5}$  particles in daily and seasonal changes. The data on air pollution with black carbon and aerosols  $PM_{2.5}$  and  $PM_{10}$  in large cities of the world show that the Moscow metropolis does not exceed the major cities of Europe and North America in terms of aerosol pollution.

**Keywords:** atmosphere, Moscow megapolis, near-surface aerosol,  $PM_{10}$ ,  $PM_{2.5}$ , black carbon, mass concentration, atmospheric transport, meteorological conditions

УДК 532.517.4

# О ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ДИССИПАТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В МОДЕЛЯХ ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕНОСА ДЛЯ ОПИСАНИЯ ТЕРМОГИДРОДИНАМИКИ И БИОГЕОХИМИИ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМОВ

© 2024 г. Д. С. Гладских<sup>а,b,\*</sup>, Е. В. Мортиков<sup>b,c</sup>

<sup>а</sup> Институт прикладной физики РАН, <sup>b</sup> Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М. В. Ломоносова, ГСП-1, Ленинские горы, 1, стр. 4, Москва, 119991 Россия <sup>c</sup> Институт вычислительной математики им. Г. И. Марчука РАН, ул. Губкина, 8, Москва, 119333 Россия \*e-mail: daria.gladskikh@gmail.com Поступила в редакцию 05.04.2023 г. После доработки 17.03.2024 г.

Принята к публикации 10.04.2024 г.

В настоящей работе обсуждаются параметризации процессов турбулентного перемешивания в моделях внутренних водоемов (озер и водохранилищ), допускающие возможность поддержания турбулентных пульсаций при сильно устойчивой стратификации и наличии малых сдвигов скорости. Предложена параметризация турбулентного числа Прандтля, которая учитывает неградиентую поправку на поток массы и зависит от двух параметров – параметра анизотропии, описывающего различия в вертикальном и горизонтальном масштабах корреляции поля плотности, и максимального потокового числа Ричардсона. Показано, что значение максимального потокового числа Ричардсона и, как следствие, асимптотика увеличения турбулентного числа Прандтля при сильной устойчивости связаны с различиями в интегральных масштабах времени, определяемых скоростью диссипации кинетической или потенциальной энергии и интенсивностями флуктуаций соответствующих полей, что согласуется с данными прямого численного моделирования сдвиговой турбулентности. Параметр анизотропии задает переходный режим – от нейтральной стратификации к сильной устойчивости. С использованием предложенной параметризации проведены эксперименты по воспроизведению термического и биохимического режима внутренних водоемов (оз. Куйваярви и Рыбиского водохранилища). Результаты показывают, что распределение биохимических концентраций, процессы газообмена в большей степени чувствительны к заданию максимального потокового числа Ричардсона.

Ключевые слова: внутренний водоем, турбулентность, турбулентное число Прандтля, устойчивая стратификация, газообмен, биогеохимические процессы, численное моделирование

DOI: 10.31857/S0002351524030063 EDN: JHUITT

### ВВЕДЕНИЕ

Внутренние водоемы суши, к которым относятся озера и водохранилища, являются важнейшими элементами многих природных ландшафтов, а характеристики этих водных объектов (термический режим, распределение концентраций биохимических субстанций, потоки тепла и примесей в атмосферу) представляют интерес как в рамках задач гидрологии и экологии [Двуреченская и др., 2012; Онищенко, 2016; Петросян и др., 2019; Хоружая, Минина, 2017; Щепетова, Толстова, 2011], так и с точки зрения их влияния на климат Земли и его изменения [Krinner, 2003; Samuelsson et al., 2010; Thiery et al., 2015; Tranvik et al., 2009; Wang et al., 2022; Zhu et al., 2018]. При этом следует отметить, что формирование вышеназванных характеристик во многом определяется процессами турбулентного переноса (импульса, тепла и растворенных газов). Таким образом, встает вопрос о разработке корректного описания турбулентности в замкнутых водных объектах.

В моделях озер и водохранилищ, как правило, рассматривается RANS (Reynolds–Averaged Navier–Stokes) система уравнений термогидродинамики – система уравнений Навье–Стокса в приближении Буссинеска, осредненная по Рей-

нольдсу. Примерами подобных моделей являются как трехмерные [Гладских и др., 2021; Abbasi et al., 2016], так и одномерные [Fang and Stefan, 2009; Jöhnk, 2009; Stepanenko et al., 2016], paspaбатываемые, в частности, для параметризации водоемов в глобальных и региональных моделях атмосферы. Осредненные уравнения включают дополнительные неизвестные корреляции мелкомасштабных составляющих потока – компоненты тензора напряжений Рейнольдса  $u'_i u'_j$ , где  $u'_i$  есть турбулентные пульсации *i*-той компоненты вектора скорости, а угловые скобки означают осреднение, в общем случае, по ансамблю реализаций турбулентного течения. Для определения этих напряжений привлекаются модели турбулентности, которые выражают неизвестные корреляции через известные (точнее – искомые) осредненные значения. Одним из наиболее распространенных классов турбулентных замыканий в рамках RANS подхода, применяемых в океанологии и лимнологии, являются двухпараметрические модели, основанные на гипотезе, связывающей турбулентные потоки с градиентами средних величин [Монин, Яглом, 1965]. Такие модели включают уравнения для двух прогностических переменных: первая – кинетическая энергия турбулентности (КЭТ) k, а вторая — скорость диссипации КЭТ  $\varepsilon$ [Лыкосов, 1992; Мортиков и др., 2019; Burchard, 2002; Mellor, Yamada, 1982], или иная размерная переменная, например, произведение k на турбулентный масштаб длины L, или частота турбулентных пульсаций ω [Umlauf et al., 2003], необходимая для задания коэффициентов турбулентной вязкости  $K_m$  и диффузии  $K_h$  из соотношений подобия. Приведенные замыкания, несмотря на очевидные упрощения, являются вычислительно эффективными, по сравнению с более сложными замыканиями второго порядка, и позволяют верно описать некоторые важные особенности динамики пограничного слоя, например, заглубление перемешанного слоя в идеализированных постановках [Burchard, 2002].

Отметим, что в так называемой "стандартной" k- $\varepsilon$  модели (двухпараметрическая схема, где k и  $\varepsilon$  являются прогностическими величинами) полагается, что безразмерные функции устойчивости, турбулентные числа Прандтля  $Pr_T = K_m / K_h$  и Шмидта  $Sc_T$  – отношение коэффициентов турбулентного переноса для импульса и скалярных субстанций, – являются постоянными и не зави-

сящими от стратификации среды. Полуэмпирические замыкания турбулентности второго порядка (см., например, [Canuto et al., 2001; Kantha, Clayson, 1994; Mellor, Yamada, 1982]) могут быть использованы для уточнения зависимости  $Pr_T$  и  $Sc_T$  от стратификации. Однако вопрос о влиянии таких параметризаций на описание процессов, в частности, биохимических, протекающих во внутренних водоемах, по-прежнему остается открытым. Например, во многих моделях турбулентное число Прандтля используется лишь как калибровочный параметр для воспроизведения термического режима конкретного водоема [Sun et al., 2020].

Ранее при участии авторов настоящей работы было предложено турбулентное замыкание [Соустова и др., 2020; Gladskikh et al., 2023], полученное на основе модели нестационарных турбулентных течений в стратифицированной жидкости [Островский, Троицкая, 1987]. В этой модели с помощью методов кинетической теории газов [Власов, 1966; Lundgren, 1967] получены выражения для турбулентных потоков импульса, кинетической и потенциальной энергий турбулентности в стратифицированной среде. Показано, в частности, что учет двухсторонней трансформации кинетической и потенциальной энергии турбулентных пульсаций позволяет объяснить поддержание турбулентности небольшими сдвигами скорости при любых значениях градиентного

числа Ричардсона  $Ri = \frac{N^2}{S^2} > 0$  (где N – частота

плавучести, S – сдвиговая частота среднего течения), характеризующего соотношение между сдвиговой неустойчивостью и действием плавучести. Процедура получения соответствующих уравнений для средних аналогична той, которая используется в кинетической теории газов - замыкается и решается уравнение для одноточечной функции распределения – так называемое кинетическое уравнение, и по известной функции распределения вычисляются напряжения Рейнольдса. При этом учитываются некоторые важные, но обычно пренебрегаемые эффекты, например, зависимость вертикальной анизотропии турбулентности от стратификации, а также неградиентная поправка к турбулентному потоку массы. С привлечением модели [Островский, Троицкая, 1987] получено выражение, связывающее  $Pr_T$  с градиентным числом Ричардсона Ri, и тем самым было снято ограничение в "стандартном" k- $\varepsilon$  замыкании, где турбулентное число Прандтля полагается постоянным.

В работах [Соустова и др., 2020; Gladskikh et al., 2023] показано, что турбулентное замыкание учитывает вклад сдвига скорости и плотностной стратификации в мелкомасштабную турбулентность внутреннего водоема и, в том числе, обеспечивает отсутствие явления "вырождения" турбулентного обмена (ламинаризации течения) при значениях градиентного числа Ричардсона превышающих некоторое эмпирическое пороговое значение. Учет данных эффектов влияет на вертикальные распределения кинетической энергии турбулентности, температуры и пассивных примесей.

Основные выводы модели [Соустова и др., 2020; Gladskikh et al., 2023] согласуются с результатами теории, развиваемой в работах группы С.С. Зилитинкевича [Zilitinkevich et al., 2007, 2013], в рамках которой на основе анализа уравнений для одноточечных моментов гидродинамических полей получено замыкание EFB (Energy and Flux Budget), также допускающее поддержание перемешивания в пограничных слоях при любой устойчивости среды. В отличие от EFB подхода, модель [Соустова и др., 2020; Gladskikh et al., 2023] позволяет получить параметризацию турбулентного числа Прандтля, зависящую лишь от одного параметра (который может быть определен по данным численного моделирования или лабораторных экспериментов), описывающего анизотропию в вертикальном и горизонтальном масштабах корреляции поля плотности. Однако, как будет показано в настоящей работе, такая формулировка приводит к дополнительным ограничениям на максимальное потоковое число Ричардсона, которые не согласуются с известными данными прямого и вихреразрешающего моделирования турбулентных течений, данными измерений в устойчиво-стратифицированных пограничных слоях [Mauritsen, Svensson, 2007; Mauritsen et al., 2007; Stretch et al., 2009; Stroscio, 1982; Venayagamoorthy, Stretch, 2010; Yamada, 1985; Zilitinkevich et al., 2010].

В настоящей работе представлено обобщение модели, частный случай которой приведен в [Соустова и др., 2020; Gladskikh et al., 2023], для разрешения данной проблемы. Модифицированное замыкание позволило рассмотреть задачу об оценке чувствительности результатов

моделирования биохимических характеристик водоема к параметризации двух режимов перемешивания – режима, связывающего нейтральную и устойчивую стратификацию, и режима перемешивания при сильно устойчивой стратификации. В разделе 2 статьи обсуждаются параметризация скорости диссипации кинетической и потенциальной энергий турбулентности в полной модели второго порядка, позволяющая снять ограничения в представленном ранее замыкании, и приведен вывод выражения для турбулентного числа Прандтля. Раздел 3 посвящен краткому описанию численной модели термодинамики и биогеохимии внутреннего водоема, а раздел 4 – результатам численного моделирования и анализу влияния выбора параметров замыкания (параметра анизотропии и максимального потокового числа Ричардсона) на распределение температуры, биохимических концентраций и потоков на границе с атмосферой. В заключении приведены основные выводы работы и возможные направления дальнейших исследований.

### ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МОДЕЛИ ТУРБУЛЕНТНОГО ПЕРЕНОСА И ОБОБЩЕНИЕ ЗАМЫКАНИЯ

Кратко остановимся на результатах работ [Островский, Троицкая, 1987; Соустова и др., 2020; Gladskikh et al., 2023]. Приведем выражения для турбулентных потоков импульса и массы:

$$u_i'u_j' = U^2 \delta_{ij} - LU \left( \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle u_j \rangle}{\partial x_i} \right), \qquad (1)$$

$$\left\langle \rho' u_i' \right\rangle = -LU \left( \frac{\partial \left\langle \rho \right\rangle}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho_0 U^2} \left[ g_i \left\langle {\rho'}^2 \right\rangle - \mathbf{g} \beta_i \right] \right). (2)$$

Здесь  $U \simeq \sqrt{\langle u_i'^2 \rangle}$  – характерный масштаб турбулентных пульсаций скорости,  $g_i$  – компоненты вектора ускорения силы тяжести **g**,  $\beta_i$  – компоненты вектора  $\beta$ , характеризующего пульсации давления в стратифицированной жидкости.

Заметим, что в выражение для потока массы (2) входит дополнительное слагаемое  $\frac{1}{\rho_0 U^2} \left[ g_i \left< \rho^2 \right> - g\beta_i \right]$ , что приводит к ряду су-

щественных отличий от результатов, полученных в рамках обычных градиентных моделей [Монин, Озмидов, 1981]. Физический смысл приведенного выше дополнительного слагаемого можно объяснить следующим образом. Рассмотрим

том 60

среду с равновесным распределением плотности  $\rho_0$  и флуктуациями поля  $\rho'$ . Предположим, что в этой среде возник жидкий объем, плотность которого превышает равновесную, то есть  $\rho' > 0$ . Он движется вниз по оси *z*, направленной вверх, со скоростью w' < 0. Таким образом, поток массы  $\rho'w'$  отрицательный. В противоположном случае он также будет отрицательным: жидкий объем с плотностью, меньшей плотности среды  $\rho' < 0$ , будет двигаться вверх по *z*, со скоростью w' > 0. Величина возвращающей силы при этом будет зависеть от формы жидкого объема, а именно, от соотношения его масштабов, что и описывается параметром анизотропии.

Параметр анизотропии для статистически однородного поля флуктуаций плотности (где компоненты вектора  $\beta$  имеют вид  $\beta_x = \beta_y = 0$ ,  $\beta_z = \langle {\rho'}^2 \rangle \cdot R$ ) определяется как:

$$R = \begin{cases} 1, \quad L_z \ll L_r, \\ \approx \left(\frac{L_r}{L_z}\right)^2, \quad L_z \gg L_r, \end{cases}$$

где  $L_z$  и  $L_r$  вертикальный и горизонтальный масштабы корреляции поля плотности соответственно. Далее будем считать, что турбулентные потоки кинетической энергии и дисперсии плотности (третьи статистические моменты) могут быть записаны с помощью градиентного приближения.

В [Островский, Троицкая, 1987] получена замкнутая модель турбулентного течения в стратифицированной жидкости в виде уравнений для средних — полей скорости **u** и плотности  $<\rho>$ , а также для кинетической энергии турбулентности *k* и дисперсии пульсаций плотности  $\langle \rho'^2 \rangle$ , через которые можно выразить потенциальную энергию течения как

$$\Pi = \frac{1}{2} \left( \frac{g}{\rho_0} \right)^2 \frac{\left\langle \rho'^2 \right\rangle}{N^2}.$$

Приведем последние два уравнения:

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \langle u_i \rangle \frac{\partial k}{\partial x_i} - L\sqrt{k} \left( \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle u_j \rangle}{\partial x_i} \right)^2 - \frac{g}{\rho_0} L\sqrt{k} \times \left( \frac{\partial \langle \rho \rangle}{\partial z} + \frac{3}{2\rho_0 k} \left( g_i \langle \rho'^2 \rangle - g\beta_i \right) \right) + C \frac{k^{3/2}}{L} = \frac{5}{3} \frac{\partial}{\partial x_i} \left( L\sqrt{k} \frac{\partial k}{\partial x_i} \right), \quad (3)$$

$$\frac{\partial \langle \rho'^2 \rangle}{\partial t} + \langle u_i \rangle \frac{\partial \langle \rho'^2 \rangle}{\partial x_i} - 2 \frac{\partial \langle \rho \rangle}{\partial x_i} L \sqrt{k} \left( \frac{\partial \rho}{\partial x_i} + \frac{3}{2\rho_0 k} \left( g_i \langle \rho'^2 \rangle - \mathbf{g} \beta_i \right) \right) + D \frac{k^{1/2}}{L} \langle \rho'^2 \rangle = \frac{\partial}{\partial x_i} L \sqrt{k} \frac{\partial \langle \rho'^2 \rangle}{\partial x_i}.$$
(4)

Заметим, что в уравнениях (3) и (4) приняты колмогоровские гипотезы для учета диссипативных процессов (см. [Колмогоров, 1942]). При этом скорость диссипации кинетической энергии турбулентности є и дисперсии поля плотности  $\varepsilon_{\Pi}$  определяются выражениями

И

$$\varepsilon_{\Pi} = D \frac{k^{1/2}}{L} \left\langle \rho'^2 \right\rangle$$

 $\varepsilon = C \frac{k^{3/2}}{I}$ 

соответственно [Rodi, 1980]. В работах [Соустова и др., 2020; Gladskikh et al., 2023] предполагается подобие временных масштабов динамического турбулентного поля  $t_k = k/\varepsilon$  и турбулентного скалярного поля  $t_{\Pi} = \langle \rho'^2 \rangle / \varepsilon_{\Pi}$ , что позволяет считать  $C \equiv D$  и получить выражение для турбулентного числа Прандтля, зависящего, помимо Ri, лишь от одного параметра – параметра анизотропии R:

$$Pr_{T}(Ri,R) = \frac{(4-3R)Ri+1 + \left[\left((4-3R)Ri+1\right)^{2} - Ri\right]^{1/2}}{2}.$$
 (5)

Для случая сильной устойчивости,  $Ri \gg 1$ ,  $Pr_T$  является линейной функцией градиентного числа Ричардсона:

$$Pr_{T}(Ri,R) = (4-3R)Ri.$$
(6)

С другой стороны, согласно определению  $Pr_T$ :

$$Pr_T = \frac{Ri}{Ri_f} \to \frac{Ri}{Ri_{f\infty}},$$
 при  $Ri \gg 1,$  (7)

где  $Ri_{f^{\circ}}$  — критическое значение потокового числа Ричардсона

$$Ri_{f} = -B/P = \frac{-g_{i} \langle \rho' u_{i}' \rangle}{\rho_{0} (d \langle u_{i} \rangle / dz) u_{i}' u_{j}'},$$

величины, характеризующей отношение сдвиговой генерации КЭТ P и преобразования B КЭТ в потенциальную энергию турбулентности. Из балансового уравнения для полной энергии турбулентности в случае статистически стационарного потока следует, что  $Ri_f$  " 1 и потому существует некоторое максимальное значение  $Ri_{f^\circ}$ . Например, согласно результатам численного моделирования и данным измерений в атмосферном пограничном слое [Mauritsen, Svensson, 2007; Mauritsen et al., 2007; Stretch et al., 2009; Stroscio, 1982; Venayagamoorthy, Stretch, 2010; Yamada, 1985; Zilitinkevich et al., 2010],  $Ri_{f^\infty} = 0.2$ . Можно показать (см. [Zilitinkevich et al., 2010; 2019]), что зна-

чение максимального потокового числа Ричардсона определяет зависимость градиента средней скорости течения и, в том числе, скорости диссипации КЭТ от устойчивости в теории подобия Монина—Обухова.

Предложенное выше замыкание накладывает ограничения на допустимые значения  $Ri_{f\infty} = 1 / (4 - 3R)$ . Так, если положить  $Ri_{f\infty} = 0.2$ , то из (6) получим R = -1/3, что противоречит определению параметра анизотропии, который должен принимать значения 0 " R" 1.

С использованием данных прямого численного моделирования (DNS, Direct Numerical Simulation) турбулентного течения Куэтта при устойчивой стратификации [Mortikov et al., 2019; Zasko et al., 2022] были рассчитаны члены балансовых уравнений (3) и (4). В DNS расчетах использовалась численная модель, развиваемая в НИВЦ МГУ [Mortikov, 2016; Mortikov et al., 2019], а эксперименты проводились при числах Рейнольдса *Re* до 80000 при последовательном увеличении интегрального числа Ричардсона *Ri<sub>b</sub>* (определяемого по разнице температуры и скорости на верхней и нижней стенках канала) до ламинаризации потока. На рис. 1 показана зависимость соотношения временных масштабов  $t_k$  и  $t_{\Pi}$  от градиентного числа *Ri* в двух экспериментах при  $Re = 4 \times 10^4$  и  $Re = 8 \times 10^4$  и фиксированном  $Ri_b$  Выполнение предположений [Островский, Троицкая, 1987; Соустова и др., 2020; Gladskikh et al., 2023] предполагает, что соотношение  $t_k / t_{\Pi} = 1$ , что противоречит данным DNS расчетов, где величина

$$\frac{C}{D} \neq 1$$

и, более того, зависит от *Ri*.

Введем безразмерный параметр  $\alpha \equiv C / D$ , характеризующий соотношение временных масштабов динамического турбулентного поля  $t_k$ и турбулентного скалярного поля  $t_{\Pi}$ . Тогда решение системы уравнений (3) и (4) для случая однородного течения позволяет получить выражение для турбулентного числа Прандтля:

$$Pr_{T}(Ri, R, \alpha) = \frac{(4 - 3R)\alpha Ri + 1 + \left[\left((4 - 3R)\alpha Ri + 1\right)^{2} - 4\alpha Ri\right]^{1/2}}{2}.$$
 (8)

Отметим, что параметры  $\alpha$  и R также зависят от устойчивости среды. Рассмотрим случай  $Ri \gg 1$ , тогда:

$$Pr_{T} = (4 - 3R_{\infty})\alpha_{\infty}Ri, \qquad (9)$$

где  $R_{\circ}$  и  $\alpha_{\infty}$  предельные значения в сильно устой-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА



Рис. 1. Соотношение временных масштабов

 $t_k = \frac{k}{\epsilon}$  и  $t_{\Pi} = \frac{\Pi}{\epsilon_{\Pi}}$  в зависимости от градиентного числа Ричардсона по данным прямого численного моделирования.

чивой стратификации. Тем самым из (8) с учетом (7) получим:

$$\alpha_{\infty} = \frac{1}{Ri_{f\infty}(4-3R_{\infty})}.$$

Определение непосредственно предельных значений *Ri*<sub>f</sub>° и *R*° (и, вообще говоря, зависимостей  $\alpha$  и  $\ddot{R}$  от Ri) потребует специализированных расчетов статистически стационарной сдвиговой турбулентности с помощью DNS и LES (Large-Eddy Simulation) моделей крайне высокого разрешения и выходит за рамки настоящей работы. Однако результаты прямого численного моделирования устойчиво-стратифицированного течения Куэтта, представленные выше, показывают, что отношение  $t_k / t_{\Pi}$  относительно слабо изменяется с ростом устойчивости — в данных лабораторных экспериментов [Beguir et al., 1978] для нейтрально стратифицированного турбулентного потока отмечается близкое к постоянной значение  $\alpha \approx 1$ . По этим причинам далее ограничимся случаем, где параметры  $\alpha$  и *R* являются фиксированными константами модели. Тогда перепишем (5) с учетом выражения для параметра α:

$$Pr_{T}\left(Ri,Ri_{f\infty}\right) = \frac{\frac{Ri}{Ri_{f\infty}} + 1 + \left[\left(\frac{Ri}{Ri_{f\infty}} + 1\right)^{2} - 4\frac{Ri}{Ri_{f\infty}\left(4 - 3R\right)}\right]^{1/2}}{2}.$$
 (10)

Таким образом, полученная параметризация турбулентного числа Прандтля (10) зависит от

том 60 № 3 2024



**Рис. 2.** Временные ряды  $N^2$ , полученные для параметров:  $\operatorname{Ri}_{f\infty} = 0.2$  и R = 0.2 (слева),  $\operatorname{Ri}_{f\infty} = 0.7$  и R = 0.2 (справа) в конфигурации модели, соответствующей озеру Куйваярви.

двух параметров:  $Ri_{f^{\circ}}$  и R. Максимальное потоковое число Ричардсона  $Ri_{f^{\circ}}$  задает асимптотическую линейную зависимость  $Pr_T$  от градиентного числа Ричардсона при сильной устойчивости, а параметр анизотропии R задает переход от режима нейтральной стратификации к режиму сильной устойчивости. Выражение (10) очевидно согласуется с любым значением  $Ri_{f^{\infty}} \leq 1$ .

Предложенная модель позволяет рассмотреть задачу об оценке чувствительности описания термогидродинамики и биогеохимии стратифицированного внутреннего водоема к параметризации двух режимов перемешивания, вкладу анизотропии и заданного критического значения потокового числа Ричардсона в формирование и поддержание турбулентности.

### ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ТЕРМОГИДРОДИНАМИКИ И БИОГЕОХИМИИ ВНУТРЕННЕГО ВОДОЕМА

Для исследования влияния предложенного замыкания на описание турбулентных процессов во внутренних водоемах и формирование определяемых ими характеристик использовалась разработанная авторами настоящей работы трехмерная модель термогидродинамики и биогеохимии внутреннего водоема на основе единого гидродинамического кода, объединяющего DNS-, LESи RANS подходы для расчета геофизических турбулентных течений при высоком пространственном и временном разрешении (см., например, [Mortikov, 2016; Mortikov et al., 2019; Kadantsev et al., 2021; Gladskikh et al., 2023]). Численная модель включает уравнения гидродинамики в стратифицированном турбулентном вращающемся слое



**Рис. 3.** Временные ряды  $N^2$ , полученные для параметров:  $\operatorname{Ri}_{f_{\infty}} = 0.2$  и R = 0.2 (слева),  $\operatorname{Ri}_{f_{\infty}} = 0.7$  и R = 0.2 (справа) в конфигурации модели, соответствующей Рыбинскому водохранилищу.

жидкости в приближении мелкой воды, а также уравнения для переноса тепла с учетом горизонтальной и вертикальной диффузии [Гладских и др., 2021]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= -A(u) + D_H(u, \lambda_m) + D_z(u, K_m + v) - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\eta} \rho dz' + fv \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -A(v) + D_H(v, \lambda_m) + D_z(v, K_m + v) - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_z^{\eta} \rho dz' - fu \\ \nabla \cdot \boldsymbol{u} &= \frac{\partial \boldsymbol{u}}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \mathbf{0}, \\ \frac{\partial T}{\partial t} &= -A(T) + D_H(T, \lambda_h) + D_z(T, K_h + \chi'), \\ \rho &= \rho(T), \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + (\boldsymbol{u}_h \cdot \nabla_h) \eta = w. \end{aligned}$$

Здесь  $\boldsymbol{u} = (\boldsymbol{u}, \boldsymbol{v}, \boldsymbol{w})$  – вектор скорости,  $\boldsymbol{u}_h$  – горизонтальные компоненты,  $K_m(\lambda_m)$  и  $K_h(\lambda_h)$  – коэффициенты вертикальной (горизонтальной) турбулентной вязкости и температуропроводности соответственно;  $\boldsymbol{v}, \boldsymbol{\chi}'$  – коэффициенты молекулярной вязкости и температуропроводности,  $\eta$  – отклонение свободной поверхности от равновесного состояния, z – вертикальная координата, проходящая от дна водоема. Также в приведенной система A(q) – оператор адвекции:

$$A(q) = \frac{\partial uq}{\partial x} + \frac{\partial vq}{\partial y} + \frac{\partial wq}{\partial z}$$

а  $D_H(q, \lambda)$  и  $D_z(q, K)$  – операторы горизонтальной и вертикальной диффузии с коэффициентами  $\lambda$  и K соответственно:

$$D_H(q,\lambda) = rac{\partial}{\partial x}\lambdarac{\partial q}{\partial x} + rac{\partial}{\partial y}\lambdarac{\partial q}{\partial y},$$
  
 $D_z(q,K) = rac{\partial}{\partial z}Krac{\partial q}{\partial z}.$ 

Для описания процессов вертикального турбулентного перемешивания в модели использовалась двухпараметрическое k- $\varepsilon$  замыкание с параметризацией турбулентного числа Прандтля (10), а турбулентные числа Шмидта  $Sc_T$  полагались равными  $Pr_T$ .

На свободной поверхности выполняется кинематическое условие и полагаются заданными потоки импульса и тепла. Для расчета донного трения используется приближение логарифмического слоя. На твердых границах полагается выполнение условий непротекания и равенство нулю потока тепла. Граничные условия Дирихле используются для кинетической энергии турбулентности и скорости диссипации. Описание биогеохимических процессов в модели включает в себя уравнения для расчета концентраций и потоков биохимических веществ. Уравнения описывают перенос, диффузию и реакции для таких веществ как: метан (CH<sub>4</sub>), кислород (O<sub>2</sub>), углекислый газ (CO<sub>2</sub>), живые и отмершие частицы фито- и зоопланктона и т.д., и имеют вид:

$$\frac{\partial C_{(.)}}{\partial t} + \left[ \frac{\partial u_i C_{(.)}}{\partial x_i} + \frac{\partial w C_{(.)}}{\partial z} + w_s \frac{\partial C_{(.)}}{\partial z} \right] =$$

$$= \left[ \frac{\partial}{\partial x_i} (\lambda + \chi) \frac{\partial C_{(.)}}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial z} (K_h + \chi) \frac{\partial C_{(.)}}{\partial z} \right] + R(.),$$
(11)

где  $C_{(.)}$  — концентрации веществ,  $K_h(\lambda)$  и  $\chi$  — коэффициенты вертикальной (горизонтальной) турбулентной и молекулярной диффузии соответственно,  $w_s$  — скорость оседания, а член R(.) описывает сколько молекул того или иного вещества было добавлено к раствору или извлечено из него в результате реакций.

Учитываются следующие процессы взаимодействия веществ — аэробное окисление метана в водной толще; фотосинтез; дыхание; биохимическое потребление кислорода в водной толще — окисление органических соединений в теле водоема; биохимическое потребление кислорода в донных отложениях — сток кислорода на окисление органических соединений в донных отложениях; отмирание фито- и зоопланктона.

Ввиду объединения блоков динамики и биогеохимии обеспечивается воспроизведение моделью двусторонних связей, таких как вклад биопродуктивности за счет фотосинтеза в коэффициент экстинкции проникающей радиации.

Для описания газообмена использована т.н. "модель обновления поверхности" [MacIntyre et al., 2010], учитывающая турбулентные процессы, которые влияют на перемешивание около раздела воздух—вода:

$$k_{600} = \frac{C_{1,SR} \sqrt[4]{\epsilon}|_{z=0} \cdot v}{\sqrt{600}}$$

Здесь  $k_{600}$  — опорная величина для расчёта коэффициента газообмена конкретного газа, представляющая собой такой коэффициент для углекислого газа при температуре среды 20 °С: число Шмидта в этом случае равно 600. Константа  $C_{1,SR} = 0.5$ , v —кинематическая вязкость, а скорость диссипации  $\varepsilon$  рассчитывается согласно модели турбулентности.

2024

том 60

Nº 3



Рис. 4. Вертикальное распределение температуры (вверху), кислорода (в центре), метана (внизу) на седьмой расчетный месяц при различных параметрах замыкания для озера Куйваярви.

На нижней границе поток метана рассчитывается через его производство донными отложениями по формуле, приведенной в [Stepanenko et al., 2016], а поток кислорода – из логарифмического закона.

### ПРИМЕНЕНИЕ ОБОБШЕННОГО ЗАМЫКАНИЯ В МОДЕЛИ ТЕРМОГИДРОДИНАМИКИ И БИОГЕОХИМИИ ВНУТРЕННЕГО ВОДОЕМА

Для исследования вклада параметров  $Ri_{f^{\circ}}$ и *R* в описание процессов турбулентного обмена и, тем самым, формирование концентраций примесей и их потоков в атмосферу были рассмотрена конфигурации модели, соответствующие описаниям озера Куйваярви и Рыбинского водохранилища. Куйваярви – небольшой водоем, расположенный в Южной Финляндии. В качестве данных атмосферного форсинга в течение всего времени расчета использовались результаты измерений в 2013 г. [Heiskanen et al., 2015; Mammarella et al., 2015] (составляющие скорости ветра, потоки коротковолновой радиации, явного и скрытого тепла). Из данных измерений также были взяты начальные условия: вертикальное распределение температуры, концентрации газов и растворенного углерода. Расчет проводился приблизительно за весь период открытой воды с мая по ноябрь. Глубина водоема: 12.5 м, согласно оценке в точке проведения измерений. Что касается Рыбинского водохранилища, то для этого крупного (площадь – 4580 км<sup>2</sup>, наибольная глубина – 30 м) искусственного водоема, расположенного на севере Центральной России, нами использовались для задания атмосферного форсинга данные глобального метеорологического реанализа NCEP/ NCAR в период с мая по ноябрь 2020 г.

Для задания турбулентного числа Прандтля использовалась предложенная в настоящей статье параметризация (10) с различными значениями  $Ri_{f^{\circ}}$ и *R*. Рассматривались три набора параметров:

- (a)  $Ri_{f^{\circ}} = 0.2; R = 0.2;$  (b)  $Ri_{f^{\circ}} = 0.7; R = 0.2;$  (b)  $Ri_{f^{\circ}} = 0.2; R = 0.7.$

Были сопоставлены временные ряды вертикального распределения квадрата частоты плавучести N<sup>2</sup>. Результаты расчетов для комбинаций (б) и (в) оказались визуально идентичны, поэтому комбинацию (в) не приводим. Результаты для (а) и (б) приведены на рис. 2 и 3.

Таким образом, выбор значения *Ri<sub>f</sub>* оказывает наибольшее влияние на распределение температуры и максимума градиента плавучести. Можно ожидать, что при увеличении  $Ri_{f^{\circ}}$  процессы переноса вещества через термоклин будут подавляться.



Рис. 5. Соотношения потоков метана (слева) и кислорода (справа) для озера Куйваярви, полученных в конфигурациях параметров (а) и (б).

Для озера Куйваярви также были сопоставлены профили распределений температуры, концентрации кислорода и метана, осредненные за последний расчетный месяц. Результаты приведены на рис. 4.

Показано, что описание перемешивания и тем самым формирования вертикальных распределений различных характеристик намного более чувствительно к значению критического числа Ричардсона, чем к параметру анизотропии. В частности, отметим накопление концентрации метана на глубине при  $Ri_{f\infty} = 0.7$ . Параметризация переходного режима между нейтральной и сильно-устойчивой стратификацией напротив

слабо влияет на распределения концентраций в водоеме.

Наконец, были проанализированы значения потоков газов в атмосферу, поскольку эти характеристики представляют наибольший интерес с точки зрения вклада озер и водохранилищ в глобальные климатические процессы. Были рассмотрены потоки, полученные в конфигурации параметров (а) –  $flux_a$  и (б) –  $flux_b$ . На рис. 5 и 6 приведены соотношения  $flux_a / flux_b$  для метана и кислорода.

Сопоставление результатов при разных  $Ri_{f^{\circ}}$  показывает, что абсолютная разница в потоках является малой в большинстве случаев, однако



**Рис.** 6. Соотношения потоков метана (слева) и кислорода (справа) для Рыбинского водохранилища, полученных в конфигурациях параметров (а) и (б).

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024

относительная разница существенна, что может быть значимо на длительных временных масштабах и для интегральных оценок потоков в атмосферу.

### выводы

В настоящей работе представлено обобщение турбулентного замыкания [26, 27], которое учитывает неградиентную поправку на поток массы и допускает возможность поддержания турбулентных пульсаций при сильно устойчивой стратификации. Обобщение модели основано на учете различий во временных масштабах динамического турбулентного поля  $t_k$  и турбулентного скалярного поля  $t_{\rm n}$ . Данное предположение согласуется с результатами прямого численного моделирования турбулентного течения Куэтта при устойчивой стратификации и позволило снять ограничения в модели [Соустова и др., 2020; Gladskikh et al., 2023] на величину максимального потокового числа Ричардсона. Важным следствием обобщенного замыкания является то, что  $Ri_{f^{\circ}}$  в общем случае определяется предельными значениями как отношения временных масштабов  $\alpha = t_k / t_{\Pi}$ , так и параметра анизотропии **R**.

Предполагая, что R и  $\alpha$  лишь слабо зависят от устойчивости, получено выражение для турбулентного числа Прандтля, которое включает лишь два параметра – параметр анизотропии и максимальное потоковое число Ричардсона. Первый определяет различия в вертикальном и горизонтальном масштабах корреляции поля плотности, описывает изменения *Рг* в переходном режиме от нейтральной к сильно устойчиво стратификации. Второй параметр, максимальное потоковое число Ричардсона, напрямую связан с условием неотрицательности диссипативных членов в статистически стационарной турбулентности и определяет, в частности, асимптотический рост  $Pr_T$  с градиентным числом Ричардсона при  $Ri \gg 1$ , а также форму выражений для градиента скорости и скорости диссипации в теории подобия Монина-Обухова и ее обобщениях [Zilitinkevich et al, 2019]. Введенное предположение очевидно требует дальнейшей проверки по данным DNS и LES расчетов сдвиговой турбулентности, в особенности в режимах сильной устойчивости.

С использованием предложенной параметризации проведены эксперименты по воспроизведению термического и биохимического режима внутреннего водоема небольшого размера (оз. Куйваярви) и крупного искусственного водного объекта (Рыбинское водохранилище). Результаты показывают, что распределение биохимических веществ и процессы газообмена в большей степени чувствительны к заданию максимального потокового числа Ричардсона. Параметризация переходного режима между нейтральной и сильно-устойчивой стратификацией напротив слабо влияет на вертикальные распределения концентраций и потоки в атмосферу.

Наконец, отметим, что полученное в работе замыкание справедливо для случая горизонтально однородной турбулентности и в большей степени применимо для океанического пограничного слоя или крупных водоемов. Обобщение модели для небольших озер представляется актуальной задачей, требующей как использования данных детализированного моделирования турбулентности и натурных измерений, так и уточнения или пересмотра принятых предположений.

Вывод обобщенного замыкания, а также численное исследование вклада его отдельных характеристик в формирование турбулентности выполнены в рамках проекта РНФ № 23–27–00002.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- *Власов А.А.* Статистические функции распределения. М.: Наука. 1966. 356 с.
- Гладских Д. С., Степаненко В. М., Мортиков Е. М. О влиянии горизонтальных размеров внутренних водоемов на толщину верхнего перемешанного слоя // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 2. С. 155– 163.
- Двуреченская С. Я., Булычева Т. М., Савкин В. М. Водно-экологические особенности формирования гидрохимического режима Новосибирского водохранилища // Вода: химия и экология. 2012. № 9. С. 8–13.
- Колмогоров А. Н. Уравнения турбулентного движения несжимаемой жидкости // Изв. АН СССР. Сер. Физ. 1942. Т. 6. С. 56–58.
- Лыкосов В. Н. О проблеме замыкания моделей турбулентного пограничного слоя с помощью уравнений для кинетической энергии турбулентности и скорости ее диссипации // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1992. Т. 28. С. 696–704.
- *Монин А. С., Озмидов Р. В.* Океанская турбулентность. Л.: Гидрометеоиздат. 1981. 376 с.
- *Монин А. С., Яглом А. М.* Статистическая гидромеханика / Часть 1. Под ред. Г. С. Голицына. М.: Наука. 1965. 641 с.
- Мортиков Е. В., Глазунов А. В., Дебольский А. В., Лыкосов В. Н., Зилитинкевич С. С. О моделировании скорости диссипации кинетической энергии тур-

булентности // Доклады академии наук. 2019. Т. 489. № 4. С. 414–418.

- *Онищенко И. П.* Роль цимлянского водохранилища в экономике и экологии региона // Современные научно-практические решения XXI века. 2016. С. 322–325.
- Островский Л.А., Троицкая Ю.И. Модель турбулентного переноса и динамика турбулентности в стратифицированном сдвиговом потоке // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1987. № 3. С. 1031–104.
- Петросян В. С., Анциферова Г.А., Акимов Л.М., Кульнев В.В., Шевырев С.Л., Акимов Е.Л. Оценка и прогноз эколого-санитарного состояния Воронежского водохранилища на 2018–2019 гг. // Экология и промышленность России. 2019. Т. 23. № 7.
- Соустова И.А., Троицкая Ю.И., Гладских Д.С., Мортиков Е.В., Сергеев Д.А. Простое описание турбулентного переноса в стратифицированном сдвиговом потоке применительно к описанию термогидродинамики внутренних водоемов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 6. С. 689–699.
- Хоружая Т.А., Минина Л. И. Оценка экологического состояния Цимлянского, Пролетарского и Веселовского водохранилищ // Метеорология и гидрология. 2017. № 5. С. 116–122.
- Щепетова В.А., Толстова Т. В. Анализ экологического состояния Пензенского водохранилища // Фундаментальные исследования. 2011. № 8-1. С. 188-189.
- Abbasi A., Annor F.O., Giesen N.V. Investigation of temperature dynamics in small and shallow reservoirs, case study: Lake Binaba, Upper East Region of Ghana // Water. 2016. V. 8. № 3. P. 84.
- Beguir C., Dekeyser I., Launder B. E. Ratio of scalar and velocity dissipation time scales in shear flow turbulence // Phys. Fluids. 1978. V. 21. № 3. P. 307– 310.
- *Burchard H.* Applied turbulence modelling in marine waters. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heildelberg. 2002. 218 p.
- Canuto V. M., Howard A., Cheng Y., Dubovikov M. S. Ocean turbulence. Part I: One-point closure modelmomentum and heat vertical diffusivities // J. Phys. Oceanogr. 2001. V 31. № 6. P. 1413–1426.
- Fang Xing, Stefan Heinz G. Simulations of climate effects on water temperature, dissolved oxygen, and ice and snow covers in lakes of the contiguous U.S. under past and future climate scenarios // Limnology and Oceanography. 2009. V. 54. № 6. Part 2. P. 2359–2370.
- Gladskikh D., Ostrovsky L., Troitskaya Y, Soustova I, Mortikov E. Turbulent Transport in a Stratified Shear Flow // J. Mar. Sci. Eng. 2023. V. 11 (1). P. 136.
- Heiskanen J. J., Mammarella I., Ojala A., Stepanenko V., Erkkilä K. M., Miettinen H., Sandström H., Eugster W., Leppäranta M., Järvinen H. et al. Effects of water clarity on lake stratification and lake-atmosphere heat exchange // J. Geophys. Res. Atmos. 2015. V. 120. P. 7412–7428.
- Jöhnk K. D. 1-D-hydrodynamische Modelle in der Limnophysik: Turbulenz-Meromixis-Sauerstoff

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

(Habilitation): Ph. D. Thesis. Technical University, Darmstadt. 2000. 235 p.

- Kadantsev E., Mortikov E., Zilitinkevich S. The resistance law for stably stratified atmospheric planetary boundary layers // Q.J.R. Met. Soc. 2021. V. 147. № 737. P. 2233–2243.
- Kantha L., Clayson S. An improved mixed layer model for geophysical applications // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 25235–25266.
- Krinner G. Impact of lakes and wetlands on boreal climate // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2003. V. 108. № D16.
- *Lundgren T. S.* Distribution functions in the statistical theory of turbulence // Phys. Fluids. 1967. V. 10. P. 969–975.
- MacIntyre S., Jonsson A., Jansson M., Aberg J., Turney D. E., Miller S. D. Buoyancy flux, turbulence, and the gas transfer coefficient in a stratified lake // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. № 24. L24604.
- Mammarella I., Nordbo A., Rannik Ü., Haapanala S., Levula J., Laakso H., Ojala A., Peltola O., Heiskanen J., Pumpanen J., Vesala T. Carbon dioxide and energy fluxes over a small boreal lake in Southern Finland // J. Geophys. Res. Biogeosciences. 2015. V. 120. P. 1296–1314.
- Mauritsen T., Svensson G. Observations of Stably Stratified Shear-Driven Atmospheric Turbulence at Low and High Richardson Numbers // J. Atmos. Sci. 2007. V. 64. № 2. P. 645–655.
- Mauritsen T., Svensson G., Zilitinkevich S., Esau I., Enger L., Grisogono B. A Total Turbulent Energy Closure Model for Neutrally and Stably Stratified Atmospheric Boundary Layers // J. Atmos. Sci. 2007. V. 64. № 11. P. 4113–4126.
- *Mellor G., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical problems // Rev. of Geophys. and Space Physics. 1982. V. 20 (4). P. 851–875.
- *Mortikov E. V., Glazunov A. V., Lykosov V. N.* Numerical study of plane Couette flow: turbulence statistics and the structure of pressure–strain correlations // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2019. V. 34. № 2. P. 119–132.
- *Mortikov E. V.* Numerical simulation of the motion of an ice keel in stratified flow // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2016. V. 52. P. 108–115.
- *Rodi W.* Prediction Methods for Turbulent Flows / Kollmann, W. Ed. Hemisphere: London, UK, 1980.
- Samuelsson P., Kourzeneva E., Mironov D. The impact of lakes on the European climate as simulated by a regional climate model. 2010. V. 14. № 2. P. 113.
- Stepanenko V., Mammarella I., Ojala A., Miettinen H., Lykosov V., Vesala T. LAKE2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. № 5. P. 1977–2006.
- Stretch D. D., Rottman J. W., Venayagamoorthy S. K., Nomura K. K., Rehmann C. R. Mixing efficiency in decaying stably stratified turbulence // Dyn. Atmos. Oceans. 2009. V. 49. № 1. P. 25–36.
- Stroscio M.A. Enhancement of turbulence in a stratified fluid by the presence of a shear field // J. Stat. Phys. 1982. V. 28. P. 607–612.

том 60 № 3 2024
- Sun L., Liang X.-Z., Ling T., Xu M., Lee X. Improving a Multilevel Turbulence Closure Model for a Shallow Lake in Comparison With Other 1-D Models // J. of Advances in Modeling Earth Systems. 2020. V. 12. № 7. e2019MS001971.
- *Thiery W. et al.* The impact of the African Great Lakes on the regional climate // Journal of Climate. 2015. V. 28. № 10. P. 4061–4085.
- Tranvik L. J., Downing J. A., Cotner J. B., Loiselle S. A., Striegl R. G., Ballatore T. J., Dillon P., Knoll L. B., Kutser T. et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate // Limnology and Oceanography. 2009. V. 54. P. 2298–2314.
- *Umlauf L., Burchard H., Hutter K.* Extending the k-ω turbulence model towards oceanic applications // Ocean Modelling. 2003. V. 5. P. 195–218.
- Venayagamoorthy S., Stretch D. On the turbulent Prandtl number in homogeneous stably stratified turbulence // J. Fluid Mech. 2010. V. 644. P. 359–369.
- Wang J. et al. Impacts of Lake Surface Temperature on the Summer Climate Over the Great Lakes Region // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2022. V. 127. № 11. e2021JD036231.
- *Yamada T.* The critical Richardson number and the ratio of the eddy transport coefficients obtained from a turbulence closure model // J. Atmos. Sci. 1975. V. 32.  $N_{2}$  5. P. 926–933.

- Zasko G. V., Glazunov A. V., Mortikov E. V., Nechepurenko Y. M., Perezhogin P. A. Optimal energy growth in stably stratified turbulent Couette flow // Bound.-Layer Meteorol. 2022. P. 1–27.
- Zhu L. et al. Simulations of the impact of lakes on local and regional climate over the Tibetan Plateau//Atmosphere-Ocean. 2018. V. 56. № 4. P. 230–239.
- Zilitinkevich S. S., Esau I., Kleeorin N., Rogachevskii I., Kouznetsov R. D. On the velocity gradient in stably stratified sheared flows. Part 1: asymptotic analysis and applications // Bound.-Layer Meteorol. 2010. V. 135. P. 505–511.
- Zilitinkevich S., Druzhinin O., Glazunov A., Kadantsev E., Mortikov E., Repina I., Troitskaya Y. Dissipation rate of turbulent kinetic energy in stably stratified sheared flows // Atmos. Chem. Phys. 2019. V. 19. № 4. P. 2489–2496.
- Zilitinkevich S. S., Elperin T., Kleeorin N., Rogachevskii I. Energy- and Flux-Budget (EFB) turbulence closure models for stably-stratified flows. Part I: Steady-state, homogeneous regimes // Bound.-Layer Meteorol. 2007. V. 125. P. 167–191.
- Zilitinkevich S. S., Elperin T., Kleeorin N., Rogachevskii I., Esau I. A hierarchy of Energy and Flux-Budget (EFB) turbulence closure models for stably-stratified geophysical flow // Bound.-Layer Meteorol. 2013. V. 146. P. 341–373.

# ON PARAMETERIZATION OF DISSIPATIVE PROCESSES IN TURBULENT TRANSPORT MODELS FOR DESCRIPTION OF THERMOHYDRODYNAMICS AND BIOGEOCHEMISTRY OF STRATIFIED INTERNAL WATER BODIES

## D. S. Gladskikh<sup>1,2,\*</sup>, E. V. Mortikov<sup>2,3</sup>

 <sup>1</sup>Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Ul'yanov str., 46, Nizhny Novgorod, 603950 Russia
 <sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center, Leninskie Gory, 1, build. 4, Moscow, 119234 Russia
 <sup>3</sup>Institute of Numerical Mathematics of the Russian Academy of Sciences, Gubkin str., 8, Moscow, 119333 Russia

\*e-mail: daria.gladskikh@gmail.com

In this paper, we discuss parameterizations of turbulent mixing processes in models of inland water bodies (lakes and reservoirs) that allow turbulent fluctuations to develop in the presence of small velocity shear even in the case of highly stable stratification. A parameterization of the turbulent Prandtl number is proposed, which takes into account the non-gradient correction for the mass flux and depends on two parameters: the anisotropy parameter, which describes the differences in the vertical and horizontal scales of the density field correlations, and the maximum flux Richardson number. It is shown that the value of the maximum flux Richardson number and, as a consequence, the asymptotical increase in the turbulent Prandtl number under strong stability are associated with differences in the integral time scales determined by the dissipation rate of the kinetic or potential energy and the fluctuation intensities of the corresponding fields. This is consistent with the direct numerical simulation of shear-driven stably stratified turbulence. The anisotropy parameter sets the transitional regime from neutral stratification to strong stability. Using the proposed parameterization, numerical experiments were carried out to reproduce the thermal and biochemical regime of a inland water bodies (Lake Kuivajärvi and Rybinsk Reservoir). The results show that the distribution of biochemical concentrations, gas exchange processes are more sensitive to the value of maximum Richardson flux number.

**Keywords:** inland water body, turbulence, turbulent Prandtl number, stable stratification, gas exchange, biogeochemical processes, numerical simulation

УДК 504.455+556

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕЧЕНИЙ В ВОДОХРАНИЛИЩЕ ПО ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫМ ВНУТРИСУТОЧНЫМ СПУТНИКОВЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ

© 2024 г. И.А. Капустин<sup>*a,b,c,\**</sup>, А.А. Мольков<sup>*a,b,c*</sup>, О.А. Даниличева<sup>*a,b*</sup>, О.В. Шомина<sup>*a,b*</sup>,

Г.В. Лещев<sup>*a,b*</sup>, Д.В. Доброхотова<sup>*a,b*</sup>, А.В. Ермошкин<sup>*a,b*</sup>

<sup>а</sup>Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова РАН,

ул. Ульянова, 46, Нижний Новгород, 603950, Россия

<sup>b</sup>Нижегородский государственный университет им. Н. И. Лобачевского,

проспект Гагарина, 23, Нижний Новгород, 603022, Россия

<sup>с</sup>Волжский государственный университет водного транспорта, Нестерова, 5, Нижний Новгород, 603950, Россия

\*e-mail: kia@ipfran.ru

Поступила в редакцию 06.03.2023 г. После доработки 20.03.2024 г. Принята к публикации 10.04.2024 г.

Восстановление поля течений дистанционными методами – традиционная задача океанологии. Для ее решения применительно к водным объектам с большими пространственными размерами (открытые районы морей и океанов) регулярно применяются спутниковые инструменты: альтиметры, доплеровские радары, оптические сенсоры. Последние хорошо работают для водоемов со значительными температурными градиентами вод при применении метода обработки последовательных спутниковых изображений с различной временной задержкой. Реже в качестве маркеров для поиска соответствий в изображениях и оценке смещений используются области интенсивного цветения фитопланктона, которые являются неотъемлемой частью множества небольших эвтрофных водоемов. Мониторинг таких водоемов возможен спутниковыми сканерами цвета, обеспечивающими высокое пространственное разрешение. Целью настоящей работы являлось исследование возможности восстановления поля течений в Горьковском водохранилище, как примера эвтрофного водоема среднего размера, по последовательным снимкам двух различных сканеров цвета высокого разрешения с небольшой временной задержкой между снимками. В работе приведено описание подспутникового судового эксперимента и представлены результаты восстановления поля течений методом максимальных корреляций по спутниковым изображениям в сравнении с судовыми данными. Показано, что предложенный метод имеет перспективы развития.

**Ключевые слова:** течения, фитопланктон, внутренние водоемы, оптические спутниковые изображения, ADCP-измерения, подспутниковый эксперимент

DOI: 10.31857/S0002351524030071 EDN: JHTHEJ

#### ВВЕДЕНИЕ

Исследование течений в заданном районе Мирового океана — традиционная задача современной океанологии. В настоящее время для решения таких задач используются данные судовых измерений акустическими доплеровскими профилографами течений (Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)), а также данные с дрейфующих буев. Для определения течений в прибрежной зоне, эффективным инструментом являются доплеровские радиолокаторы коротковолнового и сверхвысокочастотного диапазонов [см. обзор Amani et al., 2022]. Вместе с тем полезную информацию о динамике верхнего слоя крупномасштабных акваторий несут спутниковые данные. Наиболее распространенным дистанционным методом измерения морских течений с масштабами в десятки и сотни километров является спутниковая альтиметрия [Chen et al., 2019; Early et al., 2011; Chelton et al., 2011]. Скорости приповерхностных струйных течений, океанических фронтов и мезомасштабных вихрей восстанавливаются на основе геострофической аппроксимации [Kubryakov et al., 2016] с точностью порядка см/с на масштабах десятков км [Лебедев и Костяной, 2005; Raj et al., 2016]. Однако эффективность альтиметрических

методов географически ограничена, так как в экваториальной полосе геострофическое допущение неверно [Rio and Santoleri, 2018]. Также развиваются доплеровские спутниковые методы определения скорости течения [Chapron et al., 2005]. Другой способ восстановления течений в верхнем слое океана основан на анализе смешения неолнородностей на нескольких последовательных спутниковых (или авиационных) оптических или радиолокационных изображениях водной поверхности. Наибольшее распространение получили два метода: метод максимальной взаимной корреляции (Maximum Cross Correlation (MCC)) [Emery et al., 1986; Emery et al., 1992; Dransfeld et al., 2006; Gade et al., 2012; Kozlov et al., 2020; Marmorino et al., 2018; Notarstefano et al., 2008; Castellanos et al., 2013] и метод оптического потока (Optical Flow Method) [Chen et al., 2011; Osadchiev and Sedakov, 2019; Aleskerova et al., 2021; Sun et al., 2016]. В первом методе определяется сходство между двумя последовательными парами изображений на основе коэффициентов взаимной корреляции, во втором используются сведения о пикселях с равной яркостью в рассматриваемой серии изображений и определяется их смещение. Считается, что метод оптического потока более надежен и дает более высокое пространственное разрешение, чем метод максимальной взаимной корреляции [Sun et al., 2016], особенно для смещений порядка 1 пикселя или меньше. Однако при больших смещениях элементов между кадрами оба метода хорошо согласуются [Delandmete et al., 2017; Liu et al., 2015; Yang and Johnson, 2017]. Основными маркерами на поверхности воды для применения рассмотренных методов являются лед [Kozlov et al., 2020], температура воды и ее градиенты [Emery et al., 1986; Emery et al., 1992; Chen et al., 2011; Bowen et al., 2002], области пониженного контраста, например, в пленочных сликах на радиолокационных изображениях [Qazi et al., 2014; Marmorino et al., 2010; Danilicheva et al., 2020] или контрастные области интенсивного цветения фитопланктона [Aleskerova et al., 2021; Marmorino and Chen, 2019]. Последние часто очерчивают вихревые структуры течений. Наш предшествующий опыт их оценки по спиралевидным проявлениям фитопланктона в Балтийском море [Shomina et al., 2022] на основе двух изображений высокого разрешения Sentinel-2/MSI и Landsat-8/ OLI, полученных с разницей в 17 минут, показал, что метод максимальной взаимной корреляции эффективен и характеризуется более простыми расчетами и временем счета, что согласуется с результатами других исследовательских групп см., например, [Hamze-Ziabari et al., 2022] и цитируемую там литературу.

В целом, использование спутниковых данных и рассмотренных методов обычно относится к оценке динамических параметров крупномасштабных процессов с большим временем жизни,



**Рис.** 1. Карта глубин южной части Горьковского водохранилища с наложенным треком судна (а) и поле приводного ветра над акваторией водохранилища в момент проведения измерений на высоте 7 метров (б). Выделенная красным часть трека соответствует времени максимального суточного расхода через ГЭС, оранжевым цветом обозначены моменты увеличения и уменьшения суточного расхода. Оранжевыми стрелками отмечено направление движения судна. Точкой и буквами L и S отмечены моменты спутниковой съемки в привязке к судовым измерениям. Черные стрелки показывают направление течения русла.



**Рис.** 2. Графики внутрисуточного расхода воды через ГЭС 05.08.2022 (день предшествующий измерениям) и 06.08.2022. Красными точками обозначен период проведения измерений, зеленая точка – момент пролета спутника с точностью до часа.

то есть к оценке параметров открытых районов морей и океанов. Помимо постоянного интереса именно к глобальным процессам, это связано еще и с тем, что регулярность съемки одного и того же объекта выше для сканеров среднего и низкого разрешений. Благодаря этому, например, в [Гузиватый и др., 2020] была продемонстрирована возможность использования данных низкого разрешения MODIS и MCC метода к внутренним водоемам, а именно к одному из самых крупных озер – Ладожскому.

Действительно, внутренние водоемы сегодня тоже требуют значительного внимания. Литературные данные о структуре течений, например, на водохранилищах, полученные в прошлом веке на основе измерений с помощью вертушек на гидрологических постах и плавучих самописцев, корректно описывают современную структуру течений лишь в общем. Изменившиеся за десятилетия рельеф дна и уровень воды, а также переменный объем сброса воды через ГЭС, формируют значительную изменчивость течений, особенно в приплотинном участке. Эти вариации были продемонстрированы на примере Горьковского водохранилища в работах [Доброхотова и др., 2023; Капустин и др., 2019, 2021а, 2021b] на основе продолжительных судовых измерений и анализа спутниковых изображений. Особенно важным оказался результат, указывающий на то, что ежесуточный пик сброса воды около полудня проявляется в изменении структуры течений (в том числе формирования круговоротов и обратных течений) на масштабах порядка нескольких часов. В этих условиях быстрой временной и относительно мелкомасштабной пространственной изменчивости, продолжительные судовые измерения скорости течений на разрезах водохранилища не позволяют корректно разделить регулярную пространственную структуру течения и его вариации, вызванные как работой ГЭС, так и ветровым форсингом.

В этой связи, восстановление "мгновенной" пространственной карты течений по последовательным спутниковым снимкам небольшого внутреннего водоема представляется привлекательным и перспективным подходом. Исследованию его возможностей посвящена настоящая работа. В работе представлено описание подспутникового эксперимента на Горьковском водохранилище, включающего измерения профилей течений с помощью судового ADCP, параметров ветра ультразвуковым анемометром и распределения фитопланктона с помощью погружного зонда синхронно с последовательной съемкой сканерами высокого разрешения Sentinel-2A/MSI и Landsat-9/OLI с интервалом 30 минут. В работе также продемонстрированы результаты восстановления течений с использованием разных спектральных каналов и проведена верификация полученных результатов данными судовых измерений.

## МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ

Для лета 2022 были заранее определены 7 дат с двукратной спутниковой съемкой всеми доступными сканерами высокого разрешения. Однако в силу неподходящих погодных условий подспут-



**Рис. 3.** Композитные RGB-изображения Landsat-9/OLI (11:04) (L) (а) и Sentinel-2A/MSI (11:34) (S) (б) Горьковского водохранилища от 06.08.22 с наложенным треком судна. Стрелками отмечено направление движения судна.

никовые судовые измерения были реализованы только для 3 дат, а успешными они оказались только для одного дня – 6 августа 2022 г. Измерения были проведены в условиях ясной штилевой погоды в период с 09:18 по 14:54 по местному времени в южной части водохранилиша на удалении до 10 км от ГЭС. В ходе измерений регистрировались скорость и направление течения с помощью акустического доплеровского профилографа течений ADCP WorkHorse 1200 kHz, скорость и направление ветра с помощью ультразвукового анемометра Windsonic и пространственное распределение концентрации хлорофилла «а» с помощью СТД-зонда YSI EXO 3, жестко зафиксированного у борта на глубине 0.5 м. Скорость движения судна составляла до 10 км/ч, что обеспечивало корректную работу погруженных в воду датчиков. Маршрут судна охватывал русловую и пойменную части и состоял из поперечных разрезов озерной части водохранилища. В ходе измерений маршрут корректировался с целью пересечения большего числа вариаций концентрации водорослей. Маршрут движения судна, нанесенный на батиметрию водохранилища, и поле приводного ветра за время судовых работ, представлены на рис. 1. Видно, что скорость ветра по данным измерений анемометром была на уровне 1 м/с, то есть ниже порога генерации ветровой ряби. В предшествующие дни (4 и 5 августа 2022) на акватории водохранилища также наблюдалась штилевая погода, с порывами ветра не превышающими 3 м/с,

согласно архиву данных Волжской ГМО. Поэтому влияние ветрового форсинга на течения было минимальным. На рис. 2. приведены зависимости внутрисуточного расхода воды через ГЭС за 5 августа (день предшествующий измерениям) и за 6 августа. Красными точками обозначен период проведения измерений, зеленой точкой – моменты спутниковой съемки с точностью до часа. Видно, что период проведения измерений пришелся на дневное увеличение сброса через ГЭС, типичное для начала августа, а спутниковая съемка происходила в моменты максимального сброса воды. Течения при этом значительно возрастают как в русловой части, так и в пойменной и, согласно нашим многолетним измерениям, вектора скорости разворачиваются в сторону ГЭС [Доброхотова и др., 2023]. При приблизительно постоянном увеличенном сбросе в ходе проведения измерений, течения в толще воды (начиная с 1–1.5 м), согласно данным ADCP, были относительно стационарными, в то время как течения в верхнем слое значительно менялись (будет показано ниже).

Одновременно с подспутниковыми судовыми измерениями сканеры высокого разрешения Landsat-9/OLI и Sentinel-2A/MSI осуществили съемку исследуемого района водохранилища с интервалом в 30 минут, а именно в 11:04 и в 11:34 по местному времени соответственно. Композитные RGB-изображения с наложенным треком судна представлены на рис. 3. Стрелками отмечено на-

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕЧЕНИЙ В ВОДОХРАНИЛИЩЕ...

Landsat	-9/OLI	Sentinel-2/MSI				
Номер канала	Номер канала Ширина полосы		Ширина полосы			
2	0.45-0.51	2	0.46-0.52			
3	0.53-0.59	3	0.54-0.58			
4	0.64-0.67	4	0.65-0.68			
5	0.85-0.88	8A	0.85-0.88			

Таблица 1. Характеристики спектральных каналов сканеров цвета Landsat-9/OLI и Sentinel-2/MSI

правление движения судна. Буквами L и S отмечены моменты спутниковой съемки сканерами Landsat-9/OLI и Sentinel-2А/MSI соответственно в привязке к судовым измерениям. Видно, что в день проведения измерений наблюдалось сильно неоднородное пространственное распределение фитопланктона разных масштабов и форм, включая области с резкими контрастными границами. С одной стороны, подобные структуры необходимы при использовании алгоритмов поиска общих элементов в паре изображений. С другой стороны, наличие фитопланктона в приповерхностном слое нарушает приближение "черной воды", необходимое для использования инфракрасных (ИК) каналов при восстановлении температуры воды или проведения атмосферной коррекции спутниковых снимков [Molkov et. al., 2022]. По этим причинам в качестве маркеров для применения МСС-метода был использован именно фитопланктон. В настоящей работе мы пренебрегали вертикальным смещением фитопланктона на масштабах 30 минут [Алеев, 1991; Stal, 2012] и, кроме того, считали глубину зондируемого слоя воды каждым из сканеров примерно одинаковой, поскольку спектральные каналы обоих спутников, как видно из табл. 1, достаточно близки. В конечном счете, это позволяло считать, что изменение яркости пикселя в паре изображений определяется только горизонтальным смещением фитопланктона под действием течений.

Для восстановления поля поверхностных течений МСС методом были взяты спутниковые снимки 1-го уровня обработки, т.е. без атмосферной коррекции. Эти изображения, отличавшиеся полем зрения, геометрией съемки и пространственным разрешением (30 м для Landsat-9/ OLI и 10 м для Sentinel-2/MSI), были сведены с помощью платформы для обработки спутниковых данных SNAP (The Sentinel Application Platform [https://step.esa.int/main/download/snapdownload/]) к геопривязанным изображениям района измерений с единым пространственным разрешением в 30 м.

Далее изображения разбивались на окна размером 16 × 16 пикселей (480 × 480 м) и осуществлялся поиск наилучшего соответствия между двумя последовательными окнами посредством вычисления корреляционной матрицы. Размер окна был подобран исходя из оценок максимального смещения неоднородностей на полных изображениях и потребности в лучшем разрешении восстановленного поля скоростей. Согласно оценкам, максимальная скорость смещения наблюдалась при анализе изображений, полученных в ближнем инфракрасном диапазоне, и достигала порядка 19 см/с, что соответствует смещению ~ 350 м за интервал между двумя кадрами. Для корректного восстановления скоростей размер окна должен быть больше максимального смещения неоднородностей, однако, для получения поля течений с наилучшим разрешением существует необходимость в использовании окна расчёта минимально возможного размера, что остановило нас на выборе окна  $16 \times 16$  пикселей. Соседние окна перекрывали друг друга на 50% в горизонтальном или вертикальном направлении. Такое перекрытие осуществлялось для учёта дополнительной информации о смещениях на границах и углах каждого окна. По положению максимума корреляционной матрицы рассчитывалось направление смещения неоднородностей и, используя информацию о временном интервале между последовательными кадрами, восстанавливался вектор скорости течения в окне. Вектора, полученные с корреляционным коэффициентом ниже 0.5, отсеивались. Таким образом формировалось усредненное поле векторов, отождествляемое с горизонтальным смещением поверхностного слоя.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Восстановленные поля течений по смещению областей интенсивного цветения фитопланктона на двух последовательных спутниковых оптических изображениях Горьковского водохранилища представлены на рис. 4. Результаты получены для четырех каналов: синий (каналы 2), зеленый (ка-

2024

(б)

1. 157 54KopocTb, cM/c KODOCTD, CM 119 (B) (г) 16.5 18.8 CkopocTb, cm/c CkopocTb, cm/c N

Рис. 4. Восстановленные по спутниковым изображениям поля течений на Горьковском водохранилище 6 августа 2022 г.: синий канал с наложенным треком судна (а), зеленый канал (б), красный канал (в) и ближний ИК канал (г).

налы 3), красный (каналы 4) и ближний ИК (каналы 5 и 8А).

Согласно рис. 4 для различных каналов видно существенное различие в размере области, где удалось восстановить течение. Наилучший результат получен для зеленого канала по той причине, что зеленый свет, наиболее глубоко проникая в толщу воды, проявляет в изображении фитопланктон с более глубоких горизонтов, благодаря чему достигается большее количество маркеров, необходимых для реализации МСС метода. Глубина фотической зоны по данным предшествующих измерений [Мольков и др., 2019] не превышает 2.5 м. Реальная же глубина видмиости со спутника

еще меньше и близка к глубине измерений скорости течений (не более 1 м при условии чистой воды с минимальной концентрацией фитопланктона).

Направление течения в приповерхностном слое оказалось примерно одинаковым для всех спектральных каналов и ориентированным поперек водохранилища и основного руслового течения Волги практически во всем районе работ, кроме юго-восточной стороны ("нижний правый угол"), где течение имеет обратное направление. На первый взгляд полученный результат может показаться неожиданным, но он имеет объяснение. Обратимся к рис. 5, где представлены поля течений, полученные методом МСС для зелено-

(a)

352



**Рис. 5.** Сравнение результатов ADCP-измерений течений на глубине 0,8 м и результата обработки спутниковых изображений в зеленом канале вдоль трека судна. ADCP – синие вектора, красные вектора – между пролетами спутников (11:04–11:34), зелёные вектора – по методу MCC (а). Увеличенная юго-восточная часть акватории с близкими по времени и пространству к спутниковой съемке ADCP-измерениями (б).

го канала (зеленые вектора) и с помощью ADCP в ходе судовых измерений (синие вектора). Красным цветом выделен участок ADCP-измерений между спутниковыми съемками. Видно, что на участке LS направления течений, а также магнитуды, полученные двумя методами, близки. Детальное сравнение векторов течений, полученных разными методами с учетом ветрового вклада 3% скорости ветра [Kapustin et al., 2019] дает еще некоторое улучшение соответствия данных ADCP и MCC (рис. 6). При этом для других участков тре-



Рис. 6. Графики магнитуды и направления (куда) полученного течения с помощью ADCP, MCC и векторная сумма для данных ADCP с 3% ветрового вклада для участка LS.

ка учет ветрового вклада не дает ощутимого улучшения соответствия данных ADCP и MCC.

Кроме рассмотренного участка, есть неплохое соответствие течений в области измерений, проводимых в период с 9:37 до 10:12 (рис. 5б) в юго-восточной части акватории (здесь следует учесть, что сравниваются разнесенные по времени пространству данные). Оба этих участка находятся над поймой и характеризуются слабым течением в условиях "фоновых" сбросов воды через ГЭС и в отсутствии ветра, а в день измерений и относительно низкой концентрацией фитопланктона. Глубина видимости диска Секки (Z<sub>SD</sub>) в этом районе варьировалась в пределах 1.5-2.0 м, водоросли были распределены квазиоднородно по верхнему слою, приповерхностные скопления фитопланктона отсутствовали. Одновременно с этим, у правого берега Волги (левая сторона изображения на рис. 4-5) наблюдалась обратная ситуация, а именно зоны интенсивного приповерхностного цветения ( $Z_{SD} \sim 0.2-0.7$  м) вплоть до сплошного зеленого "ковра". Это наблюдение, с одной стороны, указывает на переменную толщину водного слоя, из которой спутник принимает сигнал, а, с другой стороны, на принципиальную разницу в слоях, для которых восстановлены течения, поскольку ADCP измеряет течения с глубины порядка 0.8 м и ниже, что является одной из причин существенного различия в структуре и скоростях течений в тонком поверхностном слое и в толще воды.

том 60 № 3 2024

Другая возможная причина расхождения в направлении течений, определенных двумя методами, заключается в том, что поверхностный слой в штилевую погоду характеризуется высокой концентрацией водорослей, которые способствуют поглощению солнечного излучения и могут приводить к дополнительному нагреву тонкого приповерхностного слоя воды. При наличии на поверхности воды тонкого перегретого слоя в несколько сантиметров может сформироваться устойчивая вертикальная температурная стратификация, препятствующая вертикальной конвекции. Оценки числа Ричардсона (*Ri*) для условий эксперимента при перегреве тонкого поверхностного слоя  $\Delta T$  порядка 10 градусов и скорости движения слоя порядка 10 см/с и при толщине слоя более 1 см дают значения Ri>1, что указывает на преобладание сил плавучести и устойчивость стратификации в условиях эксперимента. При этом оценки числа Рейнольдса (Re) для тонкого верхнего слоя в несколько см в условиях эксперимента порядка 1000, что характеризует его течение слоя как квазиламинарное. Представленные качественные оценки указывают на возможность реализации такого режима, при котором тонкий верхний слой водохранилища оказывается сильно-стратифицированным и не чувствующим подповерхностного (руслового) потока, что объясняет расхождения в скоростях, полученных с помощью ADCP и MCC. Следует отметить, что в силу малой толщины перегретого слоя, такая стратификация будет быстро разрушаться при наличии даже слабого поверхностного волнения.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Продуктивные воды небольших и неглубоких внутренних водоемов, подобных Горьковскому водохранилищу, как правило хорошо и квазиоднородно прогреты. Для них горизонтальные температурные градиенты могут быть незначительны, что мешает использованию МСС метода на основе температурных градиентов. Имеющиеся в литературе результаты для крупномасштабных областей цветения, например, в Балтийском море (десятки и сотни километров), тоже в какой-то мере отдалены от аналогичных работ на небольшом и динамичном водоеме с регулируемым стоком. В настоящей работе представлены результаты первой попытки восстановления поля течений в Горьковском водохранилище по смещению фитопланктона по последовательным изображениям двух различных космических сканеров цвета высокого разрешения Landsat-9/OLI и Sentinel-2/MSI. В ходе подспутникового эксперимента полученные результаты были валидированы данными ADCP и, в отдельных частях акватории, было получено хорошее согласие между прямыми измерениями течений и восстановленными по данным МСС. В частности, хорошее согласие получено на участках с относительно низкой концентрацией фитопланктона, квазиравномерно распределенного по глубине, слабым речным течением и характерными значениями видимости диска Секки порядка и более верхнего горизонта измерений ADCP (0.8 м). На участках, где наблюдается несоответствие данных, были проанализированы возможные причины этого расхождения. В частности, расхождения наблюдаются в условиях интенсивного поверхностного цветения, при глубине видимости диска Секки 0.2-0.7 м или наличия на поверхности сплошного «ковра» из фитопланктона. Это указывает на то, что метод МСС определяет течения на различных горизонтах по глубине в разных частях акватории. Как показывают оценки, сильно неоднородное приповерхностное цветение в штиль может способствовать перегреву тонкого верхнего слоя и формированию его устойчивой вертикальной стратификации, препятствующей вертикальной конвекции. В таком случае тонкий верхний перегретый слой водоема может двигаться в соответствии с закономерностями, отличными от основного руслового потока и, вероятно, практически не взаимодействовать с ним в отсутствие волнения.

Представленные в работе результаты оригинальны и новы, они дают надежду на применимость метода МСС для небольших эвтрофных водоемов, и в то же время указывают на слабые стороны, требующие особого внимания при выполнении дальнейших исследований. Обнаруженный в ходе эксперимента эффект, который связан с присутствием поверхностного слоя с высокой концентрацией фитопланктона, подчиняющегося отличной от основной водной массы динамике, может быть крайне важным для ряда задач дистанционного зондирования и экологических приложений.

Дальнейшие исследования, в частности, будут направлены на:

 – экспериментальное подтверждение существования тонкого перегретого слоя, выявление условий его существования, исследование его динамики;  – развитие и модернизацию метода МСС для внутренних эвтрофных водоемов по результатам серии успешных подспутниковых экспериментов.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 18–77–10066, https://rscf.ru/project/18–77–10066/. Влияние режима работы ГЭС на структуру течений анализировалось в рамках реализации Программы стратегического академического лидерства «Приоритет 2030» ННГУ (№ темы Н-468–99 2021–2023).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алеев М. Ю. Биоконвекция у морских планктонных водорослей // Экология моря. 1991. Т. 38. С. 99–107.
- Гузиватый В. В., Науменко М. А., Румянцев В. А. Оценка поверхностных течений Ладожского озера методом максимальной кросс-корреляции // Исследование Земли из космоса. 2020. № 1. С. 20-30.
- Доброхотова Д. В., Капустин И.А., Мольков А.А., Лещёв Г. В. Исследование влияния режима работы ГЭС на перераспределение фитопланктона в верхнем водном слое в приплотинном участке Горьковского водохранилища // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 1. С. 242–252.
- Капустин И.А., Вострякова Д.В., Мольков А.А., Даниличева О.А., Лещев Г.В., Ермаков С.А. (2021а) Натурные подспутниковые наблюдения конвергентных течений в приповерхностном слое воды по их пенным образам // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 1. С. 188–196.
- Капустин И.А., Ермаков С.А., Смирнова М.В., Вострякова Д.В., Мольков А.А., Чебан Е.Ю., Лещёв Г.В. (2021b) О формировании изолированной линзы речного стока круговоротом в Горьковском водохранилище // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 6. С. 214–221.
- Капустин И.А., Мольков А.А. Структура течений и глубины в озерной части Горьковского водохранилища // Метеорология и гидрология. 2019. № 7. С. 110–117.
- Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М.: Изд. центр «МОРЕ» Международного ин-та океана, 2005. 366 с.
- Мольков А. А., Корчёмкина Е. Н., Лещев Г. В., Даниличева О. А., Капустин И. А. О влиянии цианобактерий, волнения и дна на коэффициент яркости воды Горьковского водохранилища // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 4. С. 203–212.
- Aleskerova A., Kubryakov A., Stanichny S., Medvedeva A., Plotnikov E., Mizyuk A., Verzhevskaia L. Characteristics of topographic submesoscale eddies off the Crimea coast from high-resolution satellite optical measurement // Ocean Dyn. 2021. V. 71. P. 655–677.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

- Amani M., Moghimi A., Mirmazloumi S. M., Ranjgar B., Ghorbanian A., Ojaghi S., Ebrahimy H., Naboureh A., Nazari M. E., Mahdavi S., Moghaddam S. H.A., Asiyabi R. M., Ahmadi S. A., Mehravar S., Mohseni F., Jin S. Ocean Remote Sensing Techniques and Applications: A Review (Part I) // Water. 2022. V. 14. № 22. P. 3400.
- Bowen M. M., Emery W.J., Wilkin J. L., Tildesley P. C., Barton I.J., Knewtson R. Extracting multiyear surface currents from sequential thermal imagery using the maximum cross-correlation technique // J. Atmos. Ocean. Technol. 2002. V. 19. P. 1665–1676.
- Castellanos P., Pelegrí J. L., Baldwin D., Emery W.J., Hernández-Guerra A. Winter and spring surface velocity fields in the Cape Blanc region as deduced with the maximum cross-correlation technique // Int. J. Remote Sens. 2013. V. 34. P. 3587–3606.
- *Chapron B., Collard F., Ardhuin F.* Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2005. V. 110. № C7.
- Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // Prog. Oceanogr. 2011. V. 91. № 2. P. 167–216.
- *Chen G., Han G., Yang X.* On the intrinsic shape of oceanic eddies derived from satellite altimetry // Remote Sens. Environ. 2019. V. 228. P. 75–89.
- *Chen W.* Nonlinear inverse model for velocity estimation from an image sequence // J. Geophys. Res. Ocean. 2011. V. 116. P. C06015.
- Danilicheva O.A., Ermakov S.A., Kapustin I.A. Retrieval of surface currents from sequential satellite radar images // Sovrem. Probl. Distantsionnogo Zondirovaniya Zemli Iz Kosm. 2020. V. 17. P. 93–96.
- Delandmeter P., Lambrechts J., Marmorino G. O., Legat V., Wolanski E., Remacle J.-F., Chen W., Deleersnijder E. Submesoscale tidal eddies in the wake of coral islands and reefs: Satellite data and numerical modelling // Ocean Dyn. 2017. V. 67. P. 897–913.
- Dransfeld S., Larnicol G., Le Traon P. Y. The potential of the maximum cross-correlation technique to estimate surface currents from thermal AVHRR global area coverage data // IEEE Geosci. Remote Sens. Lett. 2006. V. 3. P. 508–511.
- Early J.J., Samelson R. M., Chelton D. B. The evolution and propagation of quasigeostrophic ocean eddies // J. Phys. Oceanogr. 2011. V. 41. № 8. P. 1535–1555.
- Emery W.J., Thomas A., Collins M., Crawford W.R., Mackas D. An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images // J. Geophys. Res. Ocean. 1986. V. 91. P. 12865–12878.
- *Emery, W. Fowler C., Clayson C.* Satellite-image-derived Gulf Stream currents compared with numerical model results // J. Atmos. Ocean. Technol. 1992. V. 9. P. 286–304.
- Gade M., Seppke B., Dreschler-Fischer L. Mesoscale surface current fields in the Baltic Sea derived from multi-sensor satellite data // Int. J. Remote Sens. 2012. V. 33. P. 3122–3146.
- Hamze-Ziabari S.M., Foroughan M., Lemmin U., Barry D.A. Monitoring Mesoscale to Submesoscale

том 60 № 3 2024

Processes in Large Lakes with Sentinel-1 SAR Imagery: The Case of Lake Geneva // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 19. P. 4967

- Kapustin I.A., Shomina O. V., Ermoshkin A. V., Bogatov N.A., Kupaev A. V., Molkov A.A., Ermakov S.A. On Capabilities of Tracking Marine Surface Currents Using Artificial Film Slicks // Remote Sens. 2019. V. 11. P. 840.
- Kozlov I. E., Plotnikov E. V., Manucharyan G. E. Brief Communication: Mesoscale and submesoscale dynamics in the marginal ice zone from sequential synthetic aperture radar observations // Cryosphere 2020. V. 14. P. 2941–2947.
- Kubryakov A.A., Stanichny S. V., Zatsepin A. G., Kremenetskiy V. V. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem // J. Mar. Syst. 2016. V. 163. P. 80–94.
- Liu T., Merat A., Makhmalbaf M., Fajardo C., Merati P. Comparison between optical flow and crosscorrelation methods for extraction of velocity fields from particle images // Exp. Fluids. 2015. V. 56. P. 166.
- Marmorino G., Chen W. Use of WorldView-2 alongtrack stereo imagery to probe a Baltic Sea algal spiral // Remote Sens. 2019. V. 11. P. 865.
- Marmorino G. O., Holt B., Molemaker M. J., DiGiacomo P.M., Sletten M. A. Airborne synthetic aperture radar observations of "spiral eddy" slick patterns in the Southern California Bight // J. Geophys. Res. Ocean. 2010. V. 115. P. C05010.
- Marmorino G. O., Smith G. B., North R. P., Baschek B. Application of airborne infrared remote sensing to the study of ocean submesoscale eddies // Front. Mech. Eng. 2018. V. 4. P. 10.
- Molkov A., Fedorov S., Pelevin V. Toward Atmospheric Correction Algorithms for Sentinel-3/OLCI Images of Productive Waters // Remote Sens. 2022. V. 14. P. 3663.

- Notarstefano G., Poulain P. M., Mauri E. Estimation of surface currents in the Adriatic Sea from sequential infrared satellite images // J. Atmos. Ocean. Technol. 2008. V. 25. P. 271–285.
- *Osadchiev A., Sedakov R.* Spreading dynamics of small river plumes off the northeastern coast of the Black Sea observed by Landsat 8 and Sentinel-2 // Remote Sens. Environ. 2019. V. 221. P. 522–533.
- Qazi W.A., Emery W.J., Fox-Kemper B. Computing ocean surface currents over the coastal California current system using 30-min-lag sequential SAR images // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2014. V. 52. P. 7559–7580.
- Raj R. P., Johannessen J. A., Eldevik T., Nilsen J. Ø., Halo I. Quantifying mesoscale eddies in the Lofoten Basin // J. Geophys. Res. Ocean. 2016. V. 121. P. 4503–4521.
- *Rio M. H., Santoleri R.* Improved global surface currents from the merging of altimetry and sea surface temperature data. Remote Sens. Environ. 2018. V. 216. P. 770–785.
- Shomina O., Danilicheva O., Tarasova T., Kapustin I. Manifestation of Spiral Structures under the Action of Upper Ocean Currents // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 8. P. 1871.
- *Stal L. J.* Cyanobacterial mats and stromatolites // Ecology of Cyanobacteria II. 2012. P. 65–125.
- Sun H., Song Q., Shao R., Schlicke T. Estimation of sea surface currents based on ocean colour remote-sensing image analysis // Int. J. Remote Sens. 2016. V. 37. P. 5105–5121.
- *Yang Z., Johnson M.* Hybrid particle image velocimetry with the combination of cross-correlation and optical flow method // J. Vis. 2017. V. 20. P. 625–638.

# DETERMINING CURRENTS IN THE RESERVOIR BY CONSEQUENT SUB-DAILY SATELLITE IMAGES

# I.A. Kapustin<sup>1,2,3,\*</sup>, A.A. Molkov<sup>1,2,3</sup>, O.A. Danilicheva<sup>1,2</sup>, O.V. Shomina<sup>1,2</sup>, G.V. Leshchev<sup>1,2</sup>, D.V. Dobrokhotova<sup>1,2</sup>, A.V. Ermoshkin<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics RAS, Ulyanova Str., 46, Nizhny Novgorod, 603950, Russia <sup>2</sup>Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod, Gagarin Avenue, 23, Nizhny Novgorod, 603022, Russia <sup>3</sup>Volga State University of Water Transport, Nesterova Str, 5, Nizhny Novgorod, 603950, Russia

#### \*e-mail: kia@ipfran.ru

Reconstructing the field of currents using remote sensing methods is a traditional task of oceanology. Satellite instruments such as altimeters, Doppler radars, and optical sensors are routinely used to solve oceanological problems for waters with large dimensions (open areas of the seas and oceans). The latter work well for reservoirs with significant water temperature gradients when applying the method of processing successive satellite images with varying time delays. Less commonly, areas of intense phytoplankton blooms, which are usual for productive waters, are used as markers for image matching. Such waters can be monitored with satellite ocean color sensors that provide high spatial resolution. The goal of the present paper was to investigate the possibility of reconstructing the flow field in the Gorki Reservoir, as an example of a medium-sized eutrophic reservoir, from sequent images of two different high-resolution ocean color sensors with a short time delay between images. This paper describes the field experiment under the satellite overpasses and presents the results of applying the maximum correlation method to two satellite images for retrieval of the current field in comparison with shipboard data. It is shown that the proposed method has prospects for development.

Keywords: currents, phytoplankton, inland water, optical satellite imagery, ADCP measurements, subsatellite experiment УДК 551.466.3:551.55

# ИССЛЕДОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ ВЕТРА И ВОЛНЕНИЯ НА ГОРЬКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ: НАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

© 2024 г. А. М. Кузнецова<sup>*a*,\*</sup>, Г.А. Байдаков<sup>*a*,*b*</sup>, Ю.И. Троицкая<sup>*a*,*b*</sup>

 Федеральное государственное бюджетное научное учреждение "Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова Российской академии наук", ул. Ульянова, 46, Нижний Новгород, 603950 Россия
 <sup>b</sup>Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова Российской академии наук, пер. Пыжевский, 3, Москва, 119017 Россия
 \*e-mail: alexandra@ipfran.ru

Поступила в редакцию 11.03.2023 г. После доработки 27.03.2024 г. Принята к публикации 10.04.2024 г.

В статье приведен обзор цикла работ, направленных на создание региональной модели, основанной на адаптированной к условиям внутреннего водоема спектральной волновой модели WAVEWATCH III с использованием атмосферной модели WRF. Адаптация и верификация моделей проведена на базе результатов серии натурных экспериментов по исследованию ветроволнового режима Горьковского водохранилища в 2012–2019 гг. с использованием автономной буйковой станции на базе океанографической вехи Фруда. В рамках модели WAVEWATCH III был проведен анализ влияния на результат моделирования и последующая подстройка параметров параметризации ветровой накачки WAM 3, а также схемы приближенного вычисления интеграла Больцмана Discrete Interaction Approximation (DIA). В рамках модели WRF проведены расчеты с использованием различных параметризаций планетарного пограничного слоя и приповерхностного слоя атмосферы, показано преимущество использования метода вихреразрешающего моделирования. Помимо обзора в работе приведены предварительные результаты объединения волновой и атмосферной моделей, позволяющего настроить взаимообмен параметрами между моделями на каждом шаге по времени.

**Ключевые слова:** Горьковское водохранилище, натурные измерения, численное моделирование, WAVEWATCH III, WRF, объединение моделей (coupling)

DOI: 10.31857/S0002351524030081 EDN: JHTAEK

#### ВВЕДЕНИЕ

Комплексное изучение ветроволнового режима водохранилищ и внутренних водоемов является важной и актуальной задачей, поскольку ветровое волнение оказывает существенное влияние на хозяйственную деятельность. Волнение и ветровой режим внутренних водоемов являются важнейшими факторами, определяющими эрозию берегов, их учет необходим при обеспечении безопасности судоходства, особенно маломерных судов. Малые ветровые разгоны водохранилищ характеризуются более высокими по сравнению с условиями открытых морей и океанов значениями параметра возраста волнения. К особенностям волн на малых разгонах относится более интенсивная ветровая накачка, пропорциональная отношению динамической скорости ветра к фазовой скорости волны. Кроме того, более крутые волны могут приводить к повышению значимости нелинейных эффектов при численном моделировании. При этом в силу локальности рассматриваемой задачи натурные измерения на внутренних водоемах малых и средних размеров практически не проводятся. В качестве редких примеров можно привести результаты экспериментов [Babanin et al., 2008; Ataktürk et al., 1999].

Для более детального исследования этих процессов был реализован цикл натурных исследований ветроволного режима водохранилищ на примере Горьковского водохранилища. Натурные исследования проводились на протяжении нескольких лет с 2012 по 2019 гг. [Kuznetsova et al., 2016а; Baydakov et al., 2018]. Обобщение полученных результатов позволило построить параметризацию коэффициента аэродинамического сопротивления поверхностных волн на малых разгонах [Kuznetsova et al., 2016b].

Дальнейшим шагом стала имплементация полученных результатов в современную численную модель поверхностного волнения WAVEWATCH III. Поскольку предшествующие прогнозы волнения на озерах и водохранилищах опирались лишь на эмпирические модели [Поддубный и др., 2002; Сутырина, 2011] и соотношения, которые были основаны на усредненных характеристиках, то они не могли предсказать важные для многих задач оперативной метеорологии экстремальные условия. Следовательно, был необходим переход к использованию современных численных прогнозных волновых моделей. Попытки простого использования глобальных моделей для локального прогноза на более мелкой сетке без специальной адаптации обычно приводят к результатам, сильно отличающимся от данных измерений, так как волновые модели применяются, прежде всего, к условиям развитого волнения морей и океанов. Поэтому был выполнен ряд шагов по адаптации модели WAVEWATCH III к условиям малых разгонов волн. Это было реализовано, во-первых, подстройкой параметризации волновой накачки ветром за счет использования нового, предложенного в результате серии натурных измерений, коэффициента аэродинамического сопротивления  $C_p$  [Kuznetsova et al., 2016b]. Во-вторых, была проведена подстройка параметризации четырехволнового нелинейного взаимодействия Discrete Interaction Parameterization (DIA) [Kuznetsova et al., 2020].

Последующие исследования касались главным образом способа задания ветра, т.н. атмосферного форсинга (накачки ветром). Обычно при моделировании ветровых волн на поверхности морей и океанов для задания ветровой накачки используют данные реанализа. На акваториях внутренних водоемов средних размеров этот подход приводит к большим погрешностям из-за слишком низкого пространственного разрешения. Поэтому было предложено использование атмосферной модели Weather Research & Forecasting (WRF) [Skamarock et al., 2019], расчеты в рамках которой существенно повысили пространственное разрешение используемых данных о ветре [Kuznetsova et al., 2016с; Kuznetsova et al., 2019].

Помимо обзора выполненных работ по созданию адаптированной под условия внутреннего водоема волновой модели с заданием ветра высокого разрешения на примере Горьковского водохранилища, в работе приведены новые результаты. В качестве важного этапа развития описания сложной системы взаимодействия на границе атмосферы и гидросферы приведены предварительные результаты объединения волновой и атмосферной моделей посредством программы-связки (а. яз. "coupler"), позволяющей настроить взаимообмен параметрами между моделями на каждом шаге по времени. Подобные работы ведутся, например, [Varlas et al., 2018], однако особенность и новизна настоящей работы заключается в создании объединенной самосогласованной модели применительно к условиям внутреннего водоема, водохранилища [Kuznetsova et al., 2018; Loktev et al., 2021].

## НАТУРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

В данном разделе будет приведено краткое изложение результатов серии натурных измерений на акватории входящего в Волжский каскад Горьковского водохранилища (рис. 1а) в летние сезоны 2014-2019 гг. Глубина водохранилища составляет 4-20 м, глубина в области измерений -9-12 м. Водохранилище имеет вытянутую форму (протяженность около 85 км, ширина 6–10 км), что обеспечивает в его южной части широкий диапазон значений разгона волн в зависимости от направления ветра. Близость береговой линии и малая ширина водохранилища обуславливают две важные особенности воздушного потока в этих условиях. Первая – это постепенная трансформация профиля скорости ветра при переходе с суши на воду, вторая - сильная изменчивость ветра во времени. Все это приводит к тому, что динамические характеристики воздушного потока, непосредственно взаимодействующего с водной поверхностью, отличаются от измеряемых на удалении от нее, что необходимо учитывать при постановке эксперимента и дальнейшем анализе профиля скорости ветра. В немногих работах, посвященных исследованию ветроволновой обстановки на водоемах средних размеров, таких как [Babanin et al., 2008; Ataktürk et al., 1999], эти особенности не принимались во внимание.

Для решения данной проблемы была разработана и использована автономная буйковая станция на базе океанографической вехи Фруда. Ее особенность заключается в том, что кроме четырех ультразвуковых датчиков скорости, располо-



**Рис. 1.** (а) Общий вид Горьковского водохранилища. Светлым показана область проведения экспериментов. (б) Распределение наблюдаемых в эксперименте значений безразмерного разгона волн (сверху) и обратного возраста волнения (снизу).

женных на мачте на высотах 0.75, 1.25, 2.2, 5.3 м, использовался пятый датчик (высота измерения около 0.1 м), который располагался на отдельном поплавке, соединенном с вехой и отслеживающем поверхность воды. Данная схема измерений позволяет исследовать профиль скорости ветра и интерполировать его на произвольные высоты, а также, используя градиентный метод, восстанавливать статистические параметры турбулентного пограничного слоя, такие как турбулентный поток импульса и коэффициент аэродинамического сопротивления водной поверхности. Такая конструкция измерительной установки соответствует структуре воздушного потока вблизи взволнованной поверхности воды, где функция тока в воздушной среде может быть представлена в виде суммы средней и волновой составляющих [Brooke, 1959], а волновая составляющая экспоненциально спадает с высотой и должна быть учтена только на высотах порядка амплитуды волны. При этом нижний датчик не находился в волновом пограничном слое [Belcher, 1993], оценка которого в условиях эксперимента дает величину порядка 1 мм. Также веха была оборудована датчиками температуры воды и воздуха и антенной струнных волнографов, позволяющей восстанавливать пространственно-временные спектры волнения в интервале волновых чисел от 0.04 рад/м до 50 рад/м.



**Рис.** 2. Зависимость параметра возраста волнения от безразмерного разгона, наблюдаемая в эксперименте. 1 – данные эксперимента, 2 – аппроксимация (1) по наблюдаемым данным, 3 – аппроксимация (2) [Hasselmann, 1980].

Нужно отметить, что в Горьковском водохранилище присутствует течение со скоростью  $V \approx 0.1$  м/с. При этом измерения проводились в фиксированной точке при помощи заякоренной вехи, что может приводить к погрешности при измерении частоты волнения. Однако оценки показывают, что для характерных длин волн  $\lambda = 2 - 8$  м скорость дрейфового течения составляет 3-6% от фазовой скорости волны. Таким образом, отличие наблюдаемой частоты волнения от частоты, соответствующей дисперсионному уравнению, не превышает 6% в случае слабого ветра вдоль основного течения водохранилища (направление около 0 или 180 градусов). Поскольку основной массив экспериментальных данных был получен при направлениях ветра в интервале от 225 до 315 градусов, то вклад течения в измеряемую частоту был ещё меньше и с учетом нестабильности ветрового режима не превышал погрешности измерения. Более подробно постановка и результаты серии экспериментов описаны в работах [Kuznetsova et al., 2016a, b; Baydakov et al., 2018].

На диаграммах рис. 16 приведены значения безразмерного разгона  $X = Lg/U_{10}^2$  и обратного возраста волнения  $\Omega = U_{1d}/c_p$  при наблюдаемых в эксперименте скоростях ветра; здесь L – разгон волн в метрах, g – гравитационная постоянная,  $U_{10}$  – скорость ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м,  $c_p$  – фазовая скорость, соответствующая пику спектра.



**Рис. 3.** (а) Зависимости коэффициента взаимодействия ветра и волн от безразмерной скорости трения ветра для параметризации. (б) Зависимости коэффициента аэродинамического сопротивления поверхности  $C_D$  от скорости ветра  $U_{10}$ , 1 – WAM 3, 2 – Tolman & Chalikov, 3 – WAM4, 4 – предложенная параметризация (3).

Зависимость значений обратного возраста волнения от безразмерного разгона, наблюдаемых в эксперименте, приведена на рис. 2. Волны, обладающие короткими разгонами (X < 20000), находятся в левом верхнем квадрате. По данным наблюдений была построена аппроксимация ("best fit"):

$$\frac{U_{10}}{c_p} = 26 X^{-0.35},\tag{1}$$

которая в приведенном интервале параметров практически не отличается от аппроксимации, полученной в эксперименте JONSWAP [Hasselmann, 1980] в океанских условиях:

$$\frac{U_{10}}{c_p} = 22 X^{-0,33}.$$
 (2)

Одновременное измерение характеристик волнения и ветра легло в основу адаптации модели WAVEWATCH III к условиям водоемов. Была определена зависимость коэффициента аэродинамического сопротивления водной поверхности  $C_D$  от скорости ветра, приведенной к стандартной метеорологической высоте 10 м  $U_{10}$ . Полученные результаты были аппроксимированы простой аналитической зависимостью, и предложена параметризация:

$$C_D(U_{10}) = a_1 U_{10}^{-1} + a_2 + a_3 U_{10}, \qquad (3)$$

где размерный вектор-параметр  $(a_1, a_2, a_3)$  принимает значения  $(0.0019 \text{ м/c}, 0.0004, 0.00067 (м/c)^{-1})$ . Необходимо отметить, что при скоростях ветра  $U_{10}$  больше 3–4 м/с полученная зависимость лежит ниже известных океанических, например, COARE [Fairall et al., 2003]. Таким образом, хотя изменение периода и амплитуды энергонесущих волн на коротких разгонах происходит быстрее по сравнению с условиями открытого океана, но абсолютные значения



**Рис. 4.** (а) Одномерные спектры возвышений, (б) высоты значительных волн и (в) средние периоды волнения. 1 – WAM 3 с параметризацией (3), 2 – WAM 3 со стандартной параметризацией, 3 – экспериментальные данные.

потока импульса оказываются ниже в силу меньшей общей шероховатости водной поверхности.

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ВОЛНЕНИЯ

Моделирование волнения на Горьковском водохранилище осуществлялось при помощи модели WAVEWATCH III (WW3) [WW3DG, 2016]. Для описания водоема использовалась топографическая сетка Горьковского водохранилища размерностью 72 × 108 с шагом 0.00833° (что соответствует примерно 800 × 900 м для рассматриваемых широт), которая была взята из данных NOAA "Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE)" [https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/ globe.html]. В связи с отсутствием надежных батиметрических данных по Горьковскому водохранилищу, находящихся в свободном доступе, а также с учетом того, что навигационные карты показывают, что глубины водохранилища достаточно большие, было выбрано приближение глубокой воды. Кроме того, в натурных экспериментах не наблюдались волны с длиной более 4.5 м, в связи с чем в расчетах не учитывался рельеф дна, а глубина везде была выбрана равной 9 м.

Диапазон частот был изменен в соответствии с наблюдаемым в эксперименте диапазоном от 0.2 Гц до ≈ 3 Гц, который при моделировании дробился на 56 частот и задавался логарифмической формулой для роста частоты  $\sigma_n = \delta^{n-1} \sigma_1$ , где инкремент был установлен  $\delta = 1.05$ ; было рассмотрено 55 угловых направлений. На поверхности инициировалось начальное возмущение, которое развивалось под действием ветра. На этапе подстройки модели к условиям внутреннего водоема величина и направление ветра предполагались однородными над всей акваторией водохранилища и были использованы данные натурных измерений. Использование данных реанализа и применения атмосферной модели, позволяющие учитывать пространственную изменчивость, будут приведены в разделе "Задание ветровой накачки при помощи атмосферной модели". Расчеты проводились на кластере ИПФРАН с подключением опции параллельного счета MPI.

Поскольку для ветра над водохранилищем характерна сильная изменчивость, то усреднение скорости ветра в эксперименте производилось на интервале 15 мин. Таким образом, счет проводился с обновляющимися каждые 15 мин входными данными, измеренными в натурном эксперименте: модуль и направление ветра на высоте 10 м, разность температур вода—воздух. Сравнение производилось для следующих выходных данных: одномерные спектры возвышений, значительные высоты волн, средний период волнения.

Как в модели, так и в эксперименте расчет значительной высоты волн  $H_s$  производился по формуле:

$$H_S = 4\sqrt{m_0}.$$
 (4)

Средний период *Т<sub>r</sub>* вычислялся по формуле:

$$T_r = T_{m_{0,-1}} = \frac{m_{-1}}{m_0}.$$
 (5)

Здесь *m<sub>n</sub>* — это *n*-ый момент плотности спектра возвышений *S*(*f*), определяемый по формуле:

$$m_n = \int_0^\infty f^n S(f) df.$$
 (6)

Все данные были получены в точке, соответствующей точке наблюдений, и были усреднены в промежутке 15 мин для соответствия аналогично усредненным данным натурного эксперимента.

Модель WW3 основана на численном решении уравнения Хассельмана для спектральной плотности волнового действия  $N(k, \theta; x, t)$ .

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_x \dot{\mathbf{x}} N + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k} N + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\Theta} N = \frac{S}{\sigma}.$$
 (7)

Левая часть уравнения описывает эффекты, связанные с распространением волн. В случае приближения глубокой воды в правую часть входят 4-волновое взаимодействие  $S_{nl}$ , нарастание волн под действием ветра  $S_{in}$  и диссипация  $S_{dis}$ , обусловленная обрушением волн; о обозначает круговую частоту. Для учета особенностей коротких разгонов волн подстройка волновой модели была осуществлена в два этапа: подстройка ветровой накачки  $S_{in}$  и параметризации 4-волнового взаимодействия  $S_{nl}$ .

Прежде всего, было проведено сравнение некоторых используемых в WW3 параметризаций ветровой накачки: WAM 3 [Snyder et al., 1981], Tolman&Chalikov [Tolman, 1996], WAM 4 [Gunther et al., 1992]. Для этого в ходе моделирования выводились коэффициенты, определяющие параметризации: коэффициент аэродинамического сопротивления  $C_D$  и коэффициент  $\beta$ , определяющий интенсивность накачки, используемые на каждом шаге численного счета. На рис. За для рассмотренных параметризаций представлены полученные в результате расчетов зависимости  $\beta(\sigma u_*/g)$ , где  $g/\sigma$  — фазовая скорость спектрального пика волнения, а также их теоретические



**Рис. 5.** (а) Высоты значительных волн и (б) средние периоды волнения для тестового дня 14.07.2017 при использовании параметризации WAM 3 с параметризацией (3). 1 – DIA с предложенными "оптимальными" параметрами, 2 – "дефолтная" версия DIA, 3 – экспериментальные данные.

оценки. На рис. Зб показаны расчетные зависимости  $C_D(U_{10})$ , а также предложенная по результатам натурных измерений параметризация (3). Видно, что различные параметризации  $\beta$  и  $C_D$ , используемые в WW3, показывают близкие значения в условиях внутренних водоемов средних размеров ( $\sigma u_{s}/g = 0.1 \div 0.15$ ,  $U_{10} = 1 \div 10$  м/с). При этом предложенная параметризация  $C_D(3)$  демонстрирует значительно более низкие значения при скоростях ветра  $U_{10} > 4$  м/с. Поэтому подстройка ветровой накачки для условий внутреннего водоема состояла в уточнении именно коэффициента аэродинамического сопротивления.

Далее проводилась непосредственно подстройка волновой модели. Первый этап подстройки модели WW3 был реализован в [Kuznetsova et al., 2016a, b] с использованием параметризации  $C_D(U_{10})$ , полученной в результате серии натурных экспериментов (3). Счет был произведен двумя способами: во-первых, в рамках параметризации WAM 3, в которой используется линейная зависимость  $C_D(U_{10})$  [Wu, 1982], во-вторых, с предложенной параметризацией (3) и инкрементом ветровой накачки из WAM 3.

Одномерные спектры возвышений в точке измерений, полученные в натурном эксперименте, сравнивались с полученными одномерными спектрами численного эксперимента при разных параметризациях ветровой накачки (рис. 4а). Видно, что неизмененная накачка сильно завышает значения, тогда как использование предложенной параметризации (3) существенно уменьшает это завышение и сдвигает пик спектра в область более высоких частот. Также было проведено сравнение интегральных характеристик спектров (высоты значительных волн  $H_s$  и среднего периода волнения  $T_m$ ) для всех рассмотренных событий, полученных в результате численного моделирования и натурного эксперимента. На графиках (рис. 4б, в) по оси абсцисс отложены значения, полученные в натурном эксперименте, по оси ординат — результаты численного моделирования. Штриховой линией обозначена биссектриса угла, означающая равенство характеристик, соответствие натурному эксперименту. Среднеквадратичное отклонение расчетных данных от экспериментальных было рассчитано по формуле:

$$std = \sqrt{\frac{1}{Q} \sum_{i=1}^{Q} \frac{\left(M_i - O_i\right)^2}{O_i^2}},$$
 (8)

и составило по  $H_s 0.39$  и 0.52, по  $T_m 0.25$  и 0.19 для предложенной и стандартной параметризаций соответственно. Здесь Q — количество рассмотренных событий,  $M_i$  и  $O_i$  — значения, полученные соответственно в рамках численного моделирования и натурных измерений.

Для всех встроенных моделей наблюдается систематическое завышение высоты волнения и занижение среднего периода волнения. Отклонение расчетных значений высоты значительных волн от экспериментальных данных *std* было улучшено на 0.13, что составляет 25% от исходного завышения.

Второй этап подстройки связан с адаптацией схемы приближенного вычисления интеграла Больцмана Discrete Interaction Approximation



**Рис.** 6. Статистическое распределение направлений и скоростей ветра, усредненных за 2010–2015 гг. в навигационный период (с 10 мая по 31 октября): (а) Волжская ГМО, (б) Юрьевец.

(DIA). Параметризация DIA управляется двумя параметрами, первая –  $\lambda_{nl}$ , определяющая взаимодействующую зеркальную пару векторов, вторая – константа пропорциональности С, отвечающая за вклад члена нелинейного источника в итоговый спектр. Нелинейные взаимодействия обычно вычисляются в WW3 при помощи параметров ( $\lambda_{11}$ , C) = (0.25, 2.78 × 10<sup>7</sup>). Подбор оптимальных для исследуемой акватории параметров обеспечил подстройку интеграла столкновений [Кузнецова и др., 2020]. Для модели WAM 3 параметры ( $\lambda_{n1}$ , *C*) составили (0.29, 3.8 × 10<sup>7</sup>) вместо  $(0.25, 2.78 \times 10^7)$ . Использование предложенных параметров DIA позволило улучшить воспроизведение периодов моделью WW3 по сравнению с оригинальной DIA. Среднеквадратичное отклонение волновых периодов в этом случае не превышает 20%.

Приведем пример (рис. 5) влияния использования предложенной адаптации модели на эволюцию волнения для тестового дня 14.07.2017. Видно, что в среднем достигнуто улучшение предсказания средних периодов волнения: среднеквадратичное отклонение расчета от эксперимента изменилось с 10 на 4%. При этом для значительных высот волн отклонение изменилось с 17 на 15%.

# ЗАДАНИЕ ВЕТРОВОЙ НАКАЧКИ ПРИ ПОМОЩИ АТМОСФЕРНОЙ МОДЕЛИ

Важную роль при моделировании поверхностного волнения играет также правильное задание форсинга ветром. В экспериментах по подстройке волновой модели делалось допущение о задании ветра над водоемом однородным, это допустимо при подстройке модели, однако будет служить источником ошибок в задачах численного прогноза. Вытянутая форма водоема, высокие берега могут приводить к заметной пространственной изменчивости с масштабами порядка или менее 1 км. Неоднородность ветра над водохранилищем подтверждается данными метеостанций (Волжская ГМО, Юрьевец), расположенных вблизи южной и северной границ водоема. На рис. 6а, б показаны усредненные за период 2010–2015 гг. статистические распределения направлений скоростей ветра для Волжской ГМО (южная часть водохранилища) и метеостанции "Юрьевец" (северная часть).

Таким образом, был предложен способ расчета с учетом пространственной изменчивости при помощи ветровой накачки из атмосферной модели WRF. Задание распределения ветра из WRF с высоким пространственным разрешением обеспечивает возможность прогноза волн с высоким разрешением, что является востребованным решением как для внутренних водоемов, так и для прибрежных зон [Rusu et al., 2014].

Расчет распределения ветра был выполнен для четырех вложенных доменов, минимальный пространственный размер ячейки четвертого домена составил 1 км. Использовалась версия модели WRF v.3.9.1 со следующими настройками. Для параметризации микрофизики облаков использовалась схема Кесслера [Kessler, 1969]. При описании подстилающей поверхности использовалась 5-слойная схема термодиффузии [Dudhia, 1996]. Для описания коротковолнового и длинноволнового излучения использовались схемы Dudhia Shortwave Scheme [Dudhia, 1989] и RRTM Longwave Scheme [Mlawer et al., 1997] соответственно.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3

3 2024



**Рис.** 7. Распределение модуля скорости ветра над акваторией Горьковского водохранилища для тестового дня 08.08.17 по данным реанализа (а, в) и по данным расчета WRF (б, г). Белым контуром выделена область, содержащая Горьковское водохранилище.

Особое внимание было уделено параметризации планетарного пограничного слоя (ППС) и приповерхностного слоя атмосферы, были протестированы разные подходы. Среди них были опция 1\_1 – теория подобия MM5 Yonsei University Scheme (YSU) [Hong et al., 2006], опция 2\_2 – теория подобия Eta Mellor-Yamada-Janic Scheme (MYJ) [Mellor et al., 1982], опция 5\_5 – теория подобия Монина-Обухова в форме Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino (MYNN) [Nakanishi et al., 2009], основанные на подходе Рейнольдса к решению уравнений гидротермодинамики атмосферы, и метод вихреразрешающего моделирования Large Eddy Simulation (LES) [Moeng et al., 2007; Mirocha et al., 2010].

Схема теории подобия MM5 использует функции устойчивости, описанные в [Paulson, 1970; Dyer et al., 1970; Webb, 1970] для вычисления коэффициентов обмена тепла, влаги и импульса. Поверхностные потоки тепла и влаги усиливаются под действием конвективной скорости в форме [Beljaars, 1995]. Длина шероховатости связана со скоростью трения над водой через соотношение Чарнока. Схема теории подобия Eta [Janjić, 1994] основана на теории подобия Монина–Обухова [Монин и др., 1954]. Схема включает параметризацию вязкого подслоя. Над водной поверхностью вязкий подслой параметризуется явно [Janjić, 1994]. На суше влияние вязкого подслоя учитывается с помощью переменной высоты шероховатости для температуры и влажности, предложенной Зилитинкевичем [Zilitinkevich, 1970]. Для того, чтобы избежать особенностей (сингулярности) в случае неустойчивой стратификации и затихающей скорости ветра, применяется поправка Белджара [Beljaars, 1995]. Поверхностные потоки вычисляются с помощью итерационного метода.

При подключении опции LES, то есть вихреразрешающего моделирования, вычисление первых трех доменов производилось в рамках схемы Университета Йонсей (YSU) для ППС и в рамках схемы поверхностного слоя, основанной на теории подобия Монина-Обухова, с учетом вязкой формы подуровня Карлсона-Боланда [Carlson, 1978]. Моделирование скорости ветра в четвертом домене проводилось в том числе в планетарном пограничном слое, а для приповерхностного слоя использовалась параметризация Монина-Обухова. Важно отметить, что размер шага пространственной сетки 1 км относится к т.н. «серой зоне» турбулентности (gray-zone), также называемая terra-incognita моделирования, когда масштаб пространственного фильтра численной модели сравним с доминирующим масштабом длины потока. Одним из способов моделирования «серой зоны» является вихреразрешающее моделирование. Однако в подходе LES в модели WRF турбулентность масштабов длины меньше пространственного разрешения сетки домена, где используется LES, параметризуется при помощи «подсеточного перемешивания», применение которого на таких масштабах хоть и не ограничено в модели WRF, но требует отдельного изучения. Коэффициенты обмена, определяемые турбулентной кинетической энергией (ТКЭ), могут быть определены турбулентным замыканием порядка 1.5 (1.5 order TKE closure) или замыканием первого порядка по Смагоринскому (Smagorinsky first order closure). В соответствии с выводами работы [Simon et al., 2019] была использована схема турбулентного замыкания ТКЭ порядка 1.5. Также использована параметризация, предполагающая полную диффузию.

Полученные результаты расчета сравнивались, прежде всего, с данными о скорости ветра из ре-

анализа CFSv2 [https://rda.nwsc.ucar.edu/datasets/ ds094.2/#!description] в аналогичные моменты времени. На рис. 7 показано распределение скорости ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м для тестового дня 08.08.2017 в момент времени t = 22:00 на рис. 7а, б и в момент времени t = 12:00 на рис. 7в, г. На рис. 7а, в приведено распределение ветра по данным реанализа, а на рис. 76, г – по результатам расчета атмосферной модели WRF с использованием LES. Видно, что данные реанализа демонстрируют гораздо меньшую пространственную изменчивость и не отображают увеличение скорости ветра над акваторией водохранилища. Область, содержащая Горьковское водохранилище и представленная на рис. 7а, в, выделена белым контуром. Полученные значения скорости ветра над поверхностью воды выше аналогичных значений над сушей, что согласуется с данными наблюдений. Этот результат подчеркивает преимущество использования ветра из атмосферной модели вместо данных реанализа, которые не имеют пространственной изменчивости, достаточной для условий внутренних вод и прибрежной зоны.

Результаты сравнивались с натурными измерениями. Сравнение скорости и направления ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м, рассчитанных при подключении различных параметризаций, показано на рис. 8. Результаты расчета WRF приведены для тестового дня 08.08.17. Прежде всего, проведено сравнение использования WRF с данными реанализа CFSv2 с пространственным разрешением 0.205°. Сравнение показывает, что использование рассмотренных параметризаций WRF лучше согласуется с экспериментом, чем прямое использование реанализа, и при решении уравнений Рейнольдса (параметризации 1 1, 2 2, 5 5), и при использовании вихреразрешающего моделирования. Все примененные параметризации WRF показали хорошую временную изменчивость, отвечающую натурным наблюдениям, как для модуля скорости (рис. 8а), так и для ее направления (рис. 8б). Для дальнейшего применения был выбран метод вихреразрешающего моделирования LES, поскольку временная изменчивость, разброс данных по амплитуде прогнозируемого ветра наилучшим образом согласовывался с данными измерений.

Применение накачки ветром при помощи WRF LES при моделировании волнения в WW3



**Рис. 8.** Результаты расчета моделью WRF модуля скорости ветра (а) и направления ветра (б) с подключением разных параметризаций ППС и приповерхностного слоя атмосферы. 1–1\_1 (MM5 similarity), 2–2\_2 (Eta similarity), 3–5\_5 (MYNN для Nakanishi & Niino), 4 – WRF LES, 5 – экспериментальные данные Начало отсчета – 11:00 мск 08.08.2017.

обеспечивает высокую пространственную изменчивость (рис. 9а) по сравнению с применением данных реанализа (рис. 9б). Расчеты поверхностного волнения производились в модели WW3 с использованием предложенной параметризацией  $C_D$  (3) и инкрементом ветровой накачки из WAM 3.

#### ОБЪЕДИНЕНИЕ МОДЕЛЕЙ

Дальнейшее развитие прогноза микроклимата и погодной обстановки Горьковского водохранилища было совершено за счет объединения атмосферной и волновой моделей: это новое направление исследования, реализованное, например, в [Shuyi, 2013], обозначаемое как "связанные" модели, "coupled models", "coupling", состоящее в настройке процедуры взаимообмена параметрами между атмосферой и гидросферой. Объединение моделей позволяет учитывать влияние ветровых волн на изменение атмосферных свойств приповерхностного ветра и потоков тепла посредством шероховатости поверхности, а шероховатость по-



**Рис.** 9. Распределение значительной высоты волнения на Горьковском водохранилище для тестового дня 08.08.17 (а) накачка ветром при помощи WRF LES, (б) накачка ветром при помощи peahanusa CFSv2.

верхности, в свою очередь, оказывает влияние на параметры атмосферы. Модели с двухсторонним объединением ("2-way coupling") позволяют учитывать двустороннее взаимодействие системы "атмосфера-вода". Объединение моделей составляет особенный интерес на акваториях внутренних водоемов, поскольку в этой ситуации важно корректное заданий как входного ветра, так и шероховатости поверхности.

Был разработан и реализован метод двусторонней обратной связи между моделями WW3 и WRF в применении к территории, содержащей Горьковское водохранилище. Объединение моделей WW3 и WRF было реализовано при помощи программного пакета OASIS [Craig, 2017], который был модифицирован для возможности обмена параметром Чарнока между моделями. Параметр Чарнока отвечает за шероховатость поверхности воды и может быть использован для более точного прогнозирования не в качестве постоянной величины, а в виде изменяющегося во времени параметра. Модификация исходного кода моделей состояла в добавлении возможности обмена параметром Чарнока со сторонними моделями, а также возможности обмена значениями скоростей ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м между моделями. Данные об этих параметрах, получаемые в одной из моделей, принимаются другой на каждом шаге по времени и используются вместо начальных данных, таким образом и создавая обратную связь между моделями. Таким образом, скорость ветра, рассчитанная в модели WRF, использовалась как форсинг волновой модели WW3. Полученные при расчете волновой моделью значения параметра Чарнока принимались в следующем расчете моделью WRF на каждом шаге по времени.

Расчет состояния атмосферы производился в том числе при помощи вихреразрешающего моделирования, поскольку было продемонстрировано преимущество этого метода в применении к Горьковскому водохранилищу (см. выше). Однако нужно отметить, что характерные времена релаксации волновой модели значительно превосходят даже усредненную по окну расчета временную изменчивость скорости ветра по данным WRF LES. Тем не менее, использование результатов LES допустимо, поскольку подход подразумевает использование параметризованного подсеточного перемешивания и осреднения реализаций на каждом шаге по времени. С другой стороны, использование вихреразрешающе-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том

том 60 № 3 2024



**Рис.** 10. Результаты расчета моделью WRF модуля скорости ветра (а) и направления ветра (б) с подключением разных параметризаций ППС и приповерхностного слоя атмосферы. 1 – WRF LES, 2 – WRF LES, объединенная с волновой моделью, 3 – данные реанализа, 4 – экспериментальные данные. Начало отсчета – 11:00 мск 08.08.2017.

го моделирования в качестве форсинга волновой модели может быть излишне точным, однако этот вопрос должен быть исследован дополнительно. В данной работе такое исследование проводилось эмпирически путем сопоставления с результатами измерений. Таким образом, проводилось сравнение скорости и направления ветра, полученные в точке измерений, из четырех источников. Во-первых, опорными данными были данные измерений. Во-вторых, были использованы данные реанализа ветра CFSv2 с пространственным разрешением 0.205°. В-третьих, был произведен расчет методом вихреразрешаюшего моделирования в рамках WRF. В-четвертых, проводилась процедура сопряжения моделей.

Сравнение поведения скорости и направления ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м, рассчитанных при подключении различных параметризаций, показано на рис. 10. Результаты расчета WRF приведены для тестового дня 08.08.17. Сравнение показывает, что использование рассмотренных расчетов WRF лучше согласуется с экспериментом, чем прямое использование реанализа. Расчеты WRF LES показали хорошую временную изменчивость, отвечающую наблюдениям, как для модуля скорости (рис. 10а), так и для ее направления (рис. 10б). Расчеты WRF LES, прошедшие через объединение с волновой моделью WW3 ("coupled"), показывают заметное улучшение расчета модуля скорости ветра. При этом значение направлений скорости ветра обладает большим отклонением от данных измерений. Это предварительные результаты, и будет проведено большее количество расчетов для набора статистики. Однако предварительные данные позволяют утверждать, что обмен параметрами на каждом шаге расчетов обеих моделей позволил увеличить точность расчетов и снизить зависимость результатов моделирования от входных данных реанализа.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приведен обзор работ, в результате которых предложена региональная модель, основанная на адаптированной к условиям внутреннего водоема среднего размера численной волновой модели WW3, первоначально настроенной на условия морей и океанов, с использованием атмосферной модели WRF, используемой для расчета входного ветра в модель WW3. Настройки предложенной модели основываются на серии проведенных натурных экспериментов на Горьковском водохранилище. Данные измерений также использовались для верификации предложенной адаптации модели.

В ходе натурных измерений на акватории водохранилища с использованием автономной буйковой станции для различных метеорологических и гидрологических условий в точке наблюдения были получены временные реализации возвышений водной поверхности и скоростей ветра на нескольких горизонтах от 10 см до 5.3 м. В результате были восстановлены статистические параметры воздушного потока, такие как динамическая скорость ветра, аэродинамическая шероховатость подстилающей поверхности и скорость ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м, а также интегральные характеристики ветрового волнения, такие как высота значительных волн, частота пика спектра и средний период волн.

Проведенная адаптация модели WW3 к условиям внутренних водоемов на примере Горьковского водохранилища состояла из подстройки используемых параметров (например, смещение рассматриваемого диапазона частот в пределы от 0.2 до 3 Гц), параметризаций ветроволнового взаимодействия и нелинейных взаимодействий. Параметризация ветроволнового взаимодействия была подстроена путем замены используемой по умолчанию зависимости коэффициента аэродинамического сопротивления от скорости ветра, на параметризацию, полученную в результате серии натурных измерений на Горьковском водохранилище. Результаты численного эксперимента также сравнивались с результатами, полученными в натурном эксперименте на Горьковском водохранилище. Использование встроенной параметризации показало существенное завышение расчетных данных высот значительных волн  $H_s$  по сравнению с экспериментальными, что мы объясняем существенным завышением турбулентных напряжений ветра (значений скорости трения  $u_*$ ) и, соответственно, ветровой накачки. Использование новой параметризации аэродинамического сопротивления снизило значения и, следовательно, ветрового инкремента поверхностных волн, что улучшило согласие в данных  $H_s$  натурного эксперимента и численного моделирования. Однако сравнение расчетов в рамках океанских встроенных моделей ветровой накачки также дает заниженные значения для среднего периода волнения Т<sub>"</sub>. В то же время изменение ветровой накачки существенно не повлияло на согласие значений  $T_m$  по результатам численного моделирования и натурного эксперимента. В предположении, что параметризация нелинейности также подстроена под условия морей и океанов, была проведена адаптация параметризации нелинейности для применения модели прогноза волнения WW3 в условиях внутренних водоемов. Была проведена подстройка параметров схемы нелинейности на основе параметризации DIA. Была составлена программа, минимизирующая отклонения предсказания модели от данных натурных измерений. Были выбраны параметры для используемой параметризаций ветровой накачки. Для модели WAM 3 параметры ( $\lambda_{nP}$  *C*) составили (0.29, 3.8 × 10<sup>7</sup>) вместо (0.25, 2.78 × 10<sup>7</sup>). Для DIA с предложенными «оптимальными» параметрами наблюдалось улучшение воспроизведения периодов моделью WW3 по сравнению с оригинальной DIA.

369

Модель WRF была применена к области, содержащей Горьковское водохранилище. Моделирование WRF проводилось для 4 вложенных доменов с минимальным размером ячейки 1 км. Входным параметром был реанализ CFSv2. Несмотря на то, что рассмотренный минимальный пространственный горизонтальный шаг атмосферной модели составлял 1 км и относился к т.н. «серой зоне», расчеты модели были проведены для нескольких подходов: полностью параметризованных мезомасштабных моделей (Yonsei University Scheme, Eta Mellor-Yamada-Janic Scheme, Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino) и для непараметризованного моделирования очень больших вихрей LES. Применение подхода LES на таких масштабах не является повсеместным, это связано в первую очередь со сложностью учета подсеточных процессов перемешивания. Однако в рассмотренных нами численных экспериментах было продемонстрировано преимущество LES по сравнению с другими подходами в сравнении с результатами натурных измерений. Все методы продемонстрировали лучшее соответствие натурным измерениям по сравнению с использованием данных реанализа.

Было реализовано объединение моделей WRF и WW3, состоявшее в настройке взаимообмена данными между волновой и атмосферной моделями с использованием программы-связки OASIS: данные о скорости и направлении ветра, получаемые в WRF, принимались в WW3 на каждом шаге по времени, таким образом создавая обратную связь между моделями. Полученные результаты тестовых экспериментов позволяют утверждать, что обмен параметрами на каждом шаге расчетов обеих моделей позволил увеличить точность расчетов.

Полученная модель может быть использована на других акваториях со схожими параметрами.

2024

Nº 3

Благодарности. Базовая заработная плата авторов финансировалась в рамках государственного задания ИПФ РАН по теме FFUF-2021–0007. Развитие методов совместного моделирования осуществлено при поддержке гранта президента MK-2489.2022.1.5.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кузнецова А. М., Досаев А. С., Байдаков Г.А., Сергеев Д.А., Троицкая Ю. И. Адаптация параметризации нелинейного переноса энергии для случая коротких разгонов в модели прогноза волнения WAVEWATCH III // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 2. С. 224–233.
- Монин А.С, Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Тр. геофиз. Ин-та СССР. 1954. Т. 2. С. 151.
- Поддубный С.А, Сухова Э. В. Моделирование влияния гидродинамических и антропогенных факторов на распределение гидробионтов в водохранилищах: руководство для пользователей / Рыбинск: Рыбинский Дом печати, 2002. 120 с.
- Сутырина Е. Н. Определение характеристик волнового режима Братского водохранилища // Изв. Иркутского гос. университета. Серия: Науки о Земле. 2011. Т. 4. № 2.
- Ataktürk S. S., Katsaros K. B. Wind stress and surface waves observed on Lake Washington // J. Phys. Oceanogr. 1999. V. 29. № 4. P. 633–650.
- Babanin A. V., Makin V. K. Effects of wind trend and gustiness on the sea drag: Lake George study // J. Geophys. Research: Oceans. 2008. V. 113. C02015.
- Baydakov G.A., Kandaurov A.A., Kuznetsova A. M., Sergeev D.A., Troitskaya Y. I. Field Studies of Features of Wind Waves at Short Fetches // Bull. RAS: Physics. 2018. V. 82. P. 1431–1434.
- Belcher S. E., Hunt J. C.R. Turbulent shear flow over slowly moving waves // J. Fluid Mech. 1993. V. 251. P. 109–148.
- *Beljaars A. C.* The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection // Quart. J. Roy. Met. Soc. 1995. V. 121. № 522. P. 255–270.
- Brooke B. T. Shearing flow over a wavy boundary // J. Fluid Mech. 1959. V. 11. P. 161–205.
- Carlson T. N., Boland F. E. Analysis of urban-rural canopy using a surface heat flux/temperature model // J. App. Met. 1978. V. 17. № 7. P. 998–1013.
- Craig A., Valcke S., Coquart L. Development and performance of a new version of the OASIS coupler, OASIS3-MCT\_3.0. // Geosci. Model Dev. 2017. V. 10. P. 3297–3308.
- Dudhia J. A multi-layer soil temperature model for MM5. the Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop. 1996. https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/ users/physics/phys\_refs/LAND\_SURFACE/5\_layer\_ thermal.pdf
- Dudhia J. Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale

two-dimensional model. // J. Atmos. Sci. 1989. V. 46. P. 3077-3107.

- Dyer A., Hicks B. Flux-gradient relationships in the constant flux layer // Quart. J. Roy. Met. Soc. 1970. V. 96. № 410. P. 715–721.
- *Fairall C. W., Bradley E. F., Hare J. E. et al.* Bulk Parameterization of Air–Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm // J. Climate. 2003. V. 16. P. 571–591.
- Gunther H., Hasselmann S., Janssen P.A.E.M. The WAM model cycle 4 (revised version). Deutsch. Klim. Rechenzentrum, Techn. Report no. 4, Hamburg, Germany.
- Hasselmann D. E., Dunckel M., Ewing J. A. Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973 // J. Phys. Oceanogr. 1980. V. 10. P. 1264–1280.
- Hong S.-Y., Noh Y., Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes // Mon. weather rev. 2006. V. 134. № 9.
  P. 2318–2341. https://rda.nwsc.ucar.edu/datasets/ds094.2/#!description

https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html

- Janjić Z. I. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes // Mon. weather rev. 1994. V. 122. № 5. P. 927–945.
- *Kessler E.* On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations." // On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. 1969. P. 1–84. Boston, MA: Am. Meteorol. Soc.
- Kuznetsova A. M., Baidakov G.A., Papko V.V., Kandaurov A.A., Vdovin M. I., Sergeev D.A., Troitskaya Y. I. Field experiments and numerical modeling of wind speed and surface waves in mediumsize inland reservoirs // Russ. Met. Hydr. 2016. V. 41. P. 136–145.
- Kuznetsova A., Baydakov G., Papko V., Kandaurov A., Vdovin M., Sergeev D., Troitskaya Y. Adjusting of wind input source term in WAVEWATCH III model for the middle-sized water body on the basis of the field experiment // Adv. Met. 2016. V. 2016. P. 1–13.
- Kuznetsova A. M., Baydakov G. A., Papko V. V., Kandaurov A. A., Vdovin M. I., Sergeev D. A., Troitskaya Y. I. Field and numerical study of the windwave regime on the Gorky Reservoir // Geogr., env., sustain. 2016. V. 9. № 2. P. 19–37.
- Kuznetsova A., Baydakov G., Sergeev D., Troitskaya Y. Development of a regional model based on adapted WAVEWATCH III and WRF models for the prediction of surface wind waves on the reservoir and wind // J. Physics: Conf. Ser. 2018. V. 955. № 1. 012014. IOP Publishing.
- Kuznetsova A., Baydakov G., Sergeev D., Troitskaya Y. High –resolution waves and weather forecasts using adapted WAVEWATCH III and WRF models // J. Physics: Conf. Ser. 2019. V. 1163. № 1. 012031. IOP Publishing.
- Loktev F., Kuznetsova A., Baydakov G., Troitskaya Y. Development of Methods for Wind Speed and Wave Parameters Forecasting in Inland Waters // Proc. GeoMedia. 2021. V. 2. P. 15–20.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024

- *Mellor G. L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. 1982. V. 20. № 4. P. 851–875.
- *Mirocha J., Lundquist J., Kosović B.* Implementation of a nonlinear subfilter turbulence stress model for large-eddy simulation in the Advanced Research WRF model // Mon. weather rev. 2010. V. 138. № 11. P. 4212–4228.
- Mlawer E. J., Taubman S. J., Brown P. D., Iacono M. J., Clough S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 16663–16682.
- Moeng C., Dudhia J., Klemp J., Sullivan P. Examining twoway grid nesting for large eddy simulation of the PBL using the WRF model // Mon. weather rev. 2007. V. 135. № 6. P. 2295–2311.
- Nakanishi M., Niino H. Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer // J. Met. Soc. Jap. 2009. V. 87. № 5. P. 895–912.
- Paulson C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer // J. Appl. Met. 1970. V. 9. № 6. P. 857–861.
- Rusu L., Bernardino M., Guedes C. Soares Wind and wave modelling in the Black Sea // J. Op. Oceanogr. 2014. V. 7. № 1. P. 5–20.
- Shuyi Chen S., Zhao Wei, Donelan Mark A., Tolman Hendrik L. Directional wind-wave coupling in fully coupled atmosphere-wave-ocean models: Results from CBLAST-Hurricane // Journal of the Atmospheric Sciences. 2013. V. 70. № 10. P. 3198-3215.
- Simon J. S., Zhou B., Mirocha J. D., Chow F. K. Explicit filtering and reconstruction to reduce grid dependence in convective boundary layer simulations using WRF-

LES // Monthly Weather Review. 2019. V. 147. № 5. P. 1805–1821.

- Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Liu Z., Berner J., Wang W. et al. A description of the advanced research WRF model version 4. // National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO. USA 145. 2019. 550 p.
- Snyder R. L., Dobson F. W., Elliott J. A., Long R. B. Array measurement of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves // Journal of Fluid Mechanics. 1981. V. 102. P. 1–59.
- The WAVEWATCH III Development Group (WW3DG). User manual and system documentation of WAVEWATCH III (R) version 5.16. // Tech. Note 329. NOAA/NWS/NCEP/MMAB. College Park, MD, USA. 2016. 326 pp. + Appendices.
- *Tolman H. L., Chalikov D.* Source Terms in a Third-Generation Wind Wave Model // Journal of Physical Oceanography. 1996. V. 26. № 11. P. 2497–2518.
- Varlas G., Katsafados P., Papadopoulos A., Korres G. Implementation of a two-way coupled atmosphereocean wave modeling system for assessing air-sea interaction over the Mediterranean Sea. // Atm. Res. 2018. V. 208. P. 201–217.
- Webb E. K. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1970. V. 96. № 407. P. 67–90.
- Wu J. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane // Journal of Geophysical Research. 1982.
   V. 87. № 9. P. 704–706.
- *Zilitinkevich S.* Non-local turbulent transport: Pollution dispersion aspects of coherent structure of connective flows // WIT Transactions on Ecology and the Environment. 1970. V. 9.

## STUDY OF WIND AND WAVE PARAMETERS AT THE GORKY RESERVOIR: FIELD MEASUREMENTS AND NUMERICAL SIMULATION

A. M. Kuznetsova<sup>1,\*</sup>, G. A. Baydakov<sup>1,2</sup>, Yu. I. Troitskaya<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Uljanova str., 46, Nizhny Novgorod, 603950 Russia

<sup>2</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Pyzhyovskiy In., 3, Moscow, 119017 Russia

\*e-mail: alexandra@ipfran.ru

The paper provides an overview of a series of articles aimed at creating a regional model based on the WAVEWATCH III spectral wave model adapted to the conditions of an inland water body using the WRF atmospheric model. Adaptation and verification of the models was carried out on the basis of the results of a series of field experiments to study the wind-wave regime of the Gorky reservoir performed in 2012–2019 using an autonomous buoy station based on the Froude oceanographic buoy. Within the framework of the WAVEWATCH III model, an analysis was made of the influence on the simulation result and subsequent adjustment of the parameters of the Boltzmann integral Discrete Interaction Approximation (DIA). Within the framework of the planetary boundary layer and the near-surface layer of the atmosphere, and the advantage of using the Large Eddy Simulation method was shown. In addition to the review, the paper presents preliminary results of coupling the wave and atmospheric models, which makes it possible to adjust the interchange of parameters between the models at each time step.

**Keywords:** Gorky reservoir, field measurements, numerical simulation, wave model, atmospheric model, model coupling

УДК 556.555(212)+556.114.2

# ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ИВАНЬКОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД В СМЕЖНЫЕ ГОДЫ С РАЗЛИЧНЫМИ ПОГОДНЫМИ УСЛОВИЯМИ<sup>1</sup>

© 2024 г. М. Г. Гречушникова<sup>*a,b,c,d,\**</sup>, И. Л. Григорьева<sup>*c*</sup>, Д. В. Ломова<sup>*b*</sup>,

Е. Р. Кременецкая<sup>b</sup>, А. Б. Комиссаров<sup>c</sup>, Л. П. Федорова<sup>c</sup>, В. А. Ломов<sup>a,d</sup>, Е. А. Чекмарева<sup>c</sup>

<sup>а</sup>Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова,

ГСП-1, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>ь</sup>Институт водных проблем РАН, ул. Губкина, д. 3, Москва, 119333 Россия

<sup>с</sup>Институт водных проблем РАН, Иваньковская научно-исследовательская станция,

ул. Белавинская, д. 61-а, Конаково, Тверская область, 171251 Россия

<sup>*а</sup>Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия*</sup>

\*e-mail: allavis@mail.ru

Поступила в редакцию 17.03.2023 г. После доработки 25.03.2024 г. Принята к публикации 10.04.2024 г.

В статье рассмотрены условия формирования гидроэкологического режима Иваньковского водохранилища по данным комплексных гидролого-гидрохимических и гидробиологических съемок, проведенных в августе 2020–2022 гг. Выявленные различия гидроэкологических харатеристик связаны с особенностями погодных условий летних сезонов. Несмотря на значительную проточность водохранилища, в его придонном слое при длительном стоянии жаркой погоды возможно формирование бескислородных условий, влияющих на обменные процессы с дном, гидробионтов и эмиссию метана. Усиление биотурбации донных отложений бентосом при дефиците кислорода активизирует обменные процессы на границе "вода–донные отложения", в том числе выход метана. Сильное "цветение" водоема, характерное для жарких погодных условий 2022 г., привело к сокращению удельного потока метана с поверхности из-за его окисления при избытке кислорода в поверхностном слое.

Ключевые слова: Иваньковское водохранилище, температура воды, гидрохимические показатели, эмиссия метана, фитопланктон, зообентос, продукция, деструкция, обменные процессы

DOI: 10.31857/S0002351524030093 EDN: JHSGXS

#### ВВЕДЕНИЕ

Водохранилища — это природно-техногенные водоемы, уровень воды в которых регулируется человеком. Водохранилища отличаются друг от друга по своему генезису, т.е. могут быть созданы в результате поднятия уровня естественных озер и сооружения плотин на реках или создания искусственного ложа (наливные). Водохранилища отличаются между собой как морфометрическими характеристиками (объем, площадь акватории, глубина, ширина, площадь мелководий, длина береговой линии), так и гидрологическим, термическим, гидрохимическим и гидробиологическим режимами, совокупность которых можно назвать гидроэкологическим режимом.

На формирование гидроэкологического режима и гидроэкологической структуры водохранилищ влияет комплекс природных и антропогенных факторов.

Под гидроэкологической структурой водохранилища авторы понимают совокупность взаимосвязанных абиотических и биотических компонентов. К первым относим воду и растворенные в ней химические вещества, минеральные взвеси и первичные грунты, слагающие ложе. Ко вторым — разнообразные организмы от бактерий до рыб и макрофитов (высших водных растений).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Работа выполнена в рамках темы № FMWZ-2022–0002 "Исследования геоэкологических процессов в гидрологических системах суши формирования качества поверхностных и подземных вод, проблем управления водными ресурсами и водопользованием в условиях изменений климата и антропогенных воздействий" Государственного задания ИВП РАН. Исследование содержания и эмиссии метана проведено в рамках темы "Анализ, моделирование и прогнозирование изменений гидрологических систем, водных ресурсов и качества вод суши" (121051400038–1).

Гидроэкологическая структура водохранилищ чутко реагирует на внешние воздействия, такие как изменения внутрисезонных колебаний синоптических условий, уровенного режима, притока воды и, как следствие, имеет место изменение проточности водоема, что непосредственно влияет на гидрологическую структуру водной массы.

В водохранилищах постоянно происходят процессы как образования, так и разложения органического вещества с выделением в атмосферу такого важного парникового газа, как метан.

Гидроэкологическая структура водохранилищ сезонного регулирования волжского каскада, таких как Иваньковское, Угличское, Горьковское, Чебоксарское, летом формируется при стабильном уровне воды, поэтому существенную роль в этот период играют метеорологические условия и, прежде всего, температура воздуха, которые оказывают влияние на особенности формирования стратификации, температурного и кислородного режимов водоема, первичную продукцию и обменные процессы с донными отложениями [Гречушникова, 2012]. Между донными отложениями (ДО) и придонными слоями водной толщи постоянно протекают процессы массо- и газообмена как в аэробных, так и в анаэробных условиях в зависимости от гидрологической обстановки в водоёме [Мартынова, 2010]. Связь изменений гидроэкологических характеристик под воздействием внешних условий достаточно хорошо изучена. В статье [Гречушникова, 2012] приводятся прогнозы вероятных изменений с учетом возможных климатических перемен на основе данных моделирования. Однако круг освещенных вопросов был ограничен исследованием гидрофизических показателей. Температура воды играет определяющую роль в длительности и интенсивности цветения фитопланктона, влияет на изменение концентраций биогенных веществ [Даценко, 2017]. Так, различные гидрометеорологические условия летом 1992 и 1993 гг. определили различия в химическом составе воды Иваньковского водохранилища [Григорьева, Ковалышева, 1995]. В частности, в более жаркое и менее влажное лето 1992 г. концентрации нитратов и фосфатов в воде Иваньковского водохранилища были меньше, чем в более дождливое и более прохладное лето 1993 г. Объем притока воды в водохранилище влияет на гидроэкологические характеристики водохранилища. Ранее проведенное исследование связи минерализации воды и показателей водного режима Иваньковского водохранилища выявило взаимосвязь между минерализацией и притоком воды за предшествующий месяц [Григорьева, 1996; Иваньковское, 2000].

Актуальным вопросом для водохранилищ питьевого назначения остается самоочищение. Тематика углеродной нейтральности ставит новые вызовы для изучения большего перечня показателей и процессов, в частности элементов круговорота углерода. Проведенные в первой половине августа 2020–2022 гг. комплексные съемки Иваньковского водохранилища включали расширенный набор исследуемых показателей, что позволило проанализировать их взаимосвязь.

Роль фитопланктона важна не только как первичного звена в трофической цепи. Это один из факторов биологического самоочищения водоемов. Наличие микроводорослей в экосистеме является основным источником растворенного кислорода и дополнительного ОВ (автохтонная органика), которое в свою очередь либо используется другими организмами, либо отмирает и накапливается в ДО и может приводить к вторичному загрязнению. Если высшую водную растительность можно выкашивать и утилизировать их биомассу после вегетации, то утилизация отмершего фитопланктона происходит в результате деструкции ОВ в толще воды и ДО. Преобладание деструкции над фотосинтезом (первичной продукцией) свидетельствует о высокой способности водоема к биологическому самоочищению [Одум, 1975].

Наличие в донных отложениях роющего макробентоса влияет на интенсивность процессов массообмена на границе "вода-ДО", так как эти животные в процессе своей жизнедеятельности не только потребляют ОВ в пищу, но и, создавая сеть каналов, могут механически увеличить поверхность осадка в 1.5 раза (при плотности 600 особей на 1 м<sup>2</sup>), и способствуют проникновению О<sub>2</sub> вглубь осадка, что, в свою очередь, активирует процесс потребления кислорода грунтами [Гашкина, 2003], что положительно сказывается на самоочищающей способности водоема [Бентос, 1980]. Малощетинковые черви, являясь доминирующей группой в сообществах донных животных иловых биотопов, играют основную роль в процессе биологической утилизации и трансформации органического вещества донных отложений глубоководной зоны водохранилища. При наличии плотностной стратификации в водоеме в гиполимнионе могут формироваться аноксидные условия, приводящие к развитию анаэробных процессов в ДО и к активизации обмена биогенными элементами с водной массой [Мартынова, 2010], которые, в свою очередь, могут усиливать продукционную активность в придонных слоях воды.

Цель исследований — изучение влияния гидрометеорологических факторов на гидроэкологические характеристики (гидроэкологическую структуру) Иваньковского водохранилища в смежные годы в период летней межени.

#### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Иваньковское водохранилище — крупный водоем сезонного регулирования, созданный в 1937 г. Объем водохранилища при НПУ (124 м абс.) составляет 1.12 км<sup>3</sup>, площадь водного зеркала 327 км<sup>2</sup>. В соответствии с классификацией водохранилищ по размерам [Водохранилища, 1979] к крупным относятся водохранилища объемом 1—10 км<sup>3</sup> и площадью водного зеркала 100—500 км<sup>2</sup>.

Иваньковское водохранилище является первой ступенью Волжско-Камского каскада водохранилищ и одним из основных источников водоснабжения г. Москвы. Это самое мелководное из крупных водохранилищ России – акватория глубиной менее 2 м составляет около половины от всей водной поверхности водоема при наполнении до НПУ (124 м) из-за обширного мелководного Шошинского плеса.

Водохранилище имеет среднегодовой коэффициент водообмена (Кв) 10.3 год<sup>-1</sup> [Иваньковское, 2000].

Подача воды в канал им. Москвы для водоснабжения Москвы в среднем за год составляет 1.7 км<sup>3</sup> [Иваньковское, 2000]. Вода водохранилища также используются для охлаждения систем Конаковской ГРЭС, что сказывается на тепловом режиме как Мошковичского залива, куда производится сброс теплых вод, так и самого водоема ниже по течению. Ещё водохранилище используется для судоходства и рекреации.

Иваньковское водохранилище относится к долинному типу и имеет довольно сложную конфигурацию. В нем выделены четыре плеса, морфологические особенности которых обусловливают их эколого-биологические различия [Никаноров, 1975]. Верхневолжский (Волжский) плес – от г. Тверь до устья Шошинского плеса – представляет собой узкий и проточный участок, Средневолжский плес простирается от места слияния Шошинского и Верхневолжского плесов до широкого разлива в районе устья р. Созь, Нижневолжский плес – от устья р. Созь до плотины Иваньковской ГЭС. В некоторых публикациях эти два плеса объединяют в Иваньковский плес. Шошинский плес представляет собой затопленную долину р. Шошы и является обособленной частью водоема.

Донные отложения в Иваньковском водохранилище представлены первичными трансформированными грунтами (почвы обнаженные, разбухшие, заболоченные) и вторичными грунтами: песок (13% дна водохранилища), песок илистый (26%), ил песчанистый (46%), ил торфянистый и отложения из макрофитов (14%). Содержание органического вещества в песках составляет 1.4-2.8%, в песках илистых - 3.5-9.8%, в илах песчанистых серых – 10.2–20%, а в илах торфянистых и в отложениях из макрофитов - 42-62% [Иваньковское, 2000]. По характеру залегания и закономерностям распределения донных отложений выделяются три разнотипных участка: Волжский, Иваньковский и Шошинский плесы, которые различаются морфометрическими характеристиками, режимами скорости течения, волнения (рис. 1). Илистые грунты занимают большие площади в Иваньковском и Шошинском плесах. В Волжском плесе (особенно в его верхней части) большая часть площади занята песчаными грунтами.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Квазисинхронные гидролого-гидрохимические и гидробиологические съемки водохранилища были проведены 5–6 августа 2020 г., 4–5 августа 2021 г. и 4–5 августа 2022 г. Весь комплекс измерений и отбор проб производились на 5 станциях: 1 – с. Городня (Верхневолжский плес), 3 – устье Шошинского плеса, 5 – г. Конаково (Средневолжский плес), 7 – урочище Корчева и 8 – приплотинный участок в районе г. Дубна (Нижневолжский или Иваньковский плес); в створах: 2 – остров Низовка, 4 – д. Плоски, 6 – устье Мошковичского залива дополнительно производился отбор проб воды и проб на фитопланктон (рис. 1). В процессе съемок выполнялись измерения вертикального распределения температуры

2024



**Рис.** 1. Схема Иваньковского водохранилища со станциями отбора проб воды, донных отложений и измерений эмиссии метана. 1 – д. Городня, 2 – о-в Низовка, 3 – устье Шошинского плеса, 4 – д. Плоски, 5 – г. Конаково, 6 – устье Мошковического залива, 7 – урочище Корчева, 8 – верхний бъеф Иваньковской ГЭС (Дубна).

воды, растворенного кислорода, электропроводности (зонды YSI ProOdo и Pro30 с точностью 0.2°С, 0.1 мг/л, 1 мкСм/см соответственно), прозрачность воды измерялась по диску Секки.

Отбор проб воды производился из поверхностного и придонного горизонта на фарватере и у поверхности у каждого из берегов по ГОСТ 3161-2012. Химический анализ отобранных проб воды был выполнен в аккредитованной химической лаборатории Иваньковской НИС Института водных проблем РАН по аттестованным методикам. В пробах воды определялись следующие показатели и ингредиенты: pH, мутность, главные ионы, минеральные соединения азота и фосфора, фосфор общий растворенный, железо общее, марганец, показатели органического вещества (цветность, перманганатная окисляемость, химическое потребление кислорода, БПК,), нефтепродукты, СПАВ, микроэлементы (медь, цинк, хром, свинец), метан (СН<sub>4</sub>). Пробы донных отложений отбирали на станциях в русловой ложбине дночерпателем Экмана-Бэрджа.

Содержание метана в отобранных пробах воды определялось на газовом хроматографе с пламенно-ионизационным детектором Хроматэк-Кристалл 5000.2. Определение концентрации метана в пробах воды производился методом "headspace" [Bastviken et al., 2010]. На станциях проводилось измерение удельного потока метана в атмосферу методом "плавучих камер" [Bastviken et al., 2004]. По ходу движения судна отбирались пробы воды для определения интенсивности продукционно-деструкционных процессов скляночным методом в кислородной модификации [Винберг, 1960]. Светлая и темная склянки (колбы с притертыми крышками объемом 0.5 л) экспонировались на борту судна в течение 3–4 ч, измерение содержания кислорода производилось оксиметром РгоОDO непосредственно в склянке, величины валовой продукции и деструкции определялись в пересчете на 1 ч.

Работы включали эксперименты для определения потоков веществ на границе "вода—донные отложения (ДО)" методом трубок [Дзюбан, 2010; Sweerts et al., 1991; Elrod et al., 2004; Мартынова, 2010]. Пробы грунта отбирались дночерпателем Экмана—Берджа. В извлеченный керн вводилась стеклянная трубка диаметром 3.5 см и высотой 45 см для отбора образца. Трубка заливалась под пробку заранее отобранной на станции одновременно с пробой грунта водой с придонного горизонта. Этой же водой заливалась и "холостая" трубка без ила. Все трубки помещались в темные мешочки и ставились на экспозицию при температуре близкой к температуре придонной воды в момент отбора грунта. Затем вода из трубок сливалась сифоном и в ней определялись: содержание растворённого кислорода, метана, фосфора, и  $HCO_3^-$ . Потоки вещества с 1 м<sup>2</sup> площади дна за сутки определялись по разнице концентраций веществ в грунтовой и холостой трубке. Общая деструкция органического вещества в илах определялась по количеству  $HCO_3^-$ , выделяемого колонкой грунта за время экспозиции, а по величине поглощения кислорода колонкой грунта оценивалась аэробная деструкция органического вещества (OB) в ДО. Содержание OB в грунте оценивалось по потерям веса при прокаливании.

Во время съемок проводился отбор проб фитопланктона и зообентоса. Сбор материала и его камеральная обработка осуществлялась по методике [Методические, 1983]. Отбор проб фитопланктона производился опрокидывающимся батометром и погружным электрическим насосом из поверхностного (0-1 м) и придонного слоев воды, объем проб составлял 0.5 дм<sup>3</sup>. Фиксация водорослей осуществлялась модифицированным раствором Люголя, составной частью которого является формалин. Пробы фитопланктона концентрировались до 5 мл посредством вакуумной фильтрации через фильтры "Владипор" с диаметром пор 1 мкм. Учёт численности клеток проводился на световом микроскопе в камере Учинская-2 объемом 0.01 мл при увеличении 400 крат, оценка биомассы – счетно-объемным методом [Кузьмин, 1975]. Бентос отбирался дночерпателем Петерсена с площадью захвата 1/40 м<sup>2</sup>, по 2 выемки грунта на каждой станции с дальнейшим промыванием через газ-сито № 23. Стандартные пробы зообентоса – на разрезах, охватывающих русловую и мелководную (до 3 м) зоны, пробы для изучения биотурбации – только на глубоководных участках в иловых биотопах. Моллюсков, в зоне их обитания на глубине 3–4 м [Денисов, Мейснер, 1961], отбирали при помощи драги. Лабораторную и камеральную обработку проб зообентоса проводили по общепринятой методике [Методические, 1983].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрометеорологические условия в предшествующий период и в дни проведения съемок в июле и в августе 2020–2022 гг. были различными (табл. 1).

Самый низкий уровень воды (примерно на 0.5 м ниже НПУ) наблюдался в 2022 г. Наибольший приток воды, обусловленный дождевыми паводками, отмечен в июле 2020 г. Максимальная дневная температура воздуха в период проведения съемки была наиболее высокой в 2022 г. Различия гидрометеорологических условий в период, предшествовавший съемкам, обусловили особенности внутриводоемных процессов в исследуемые годы. Съемка в 2020 г. проводилась при относительно теплой антициклональной погоде, однако в предшествующий период времени была прохладная, ветреная погода и в водохранилище еще не сформировался устойчивый термоклин. При этом обильные осадки в июле привели к тому, что электропроводность воды в августе 2020 г. была наименьшей за все три исследуемых года, а насыщение придонных слоев воды кислородом, наоборот, наибольшим (до 4.8 мг/дм<sup>3</sup> в створе Дубна, при 0.5 мг/дм<sup>3</sup> в 2021 и 2022 гг.). Устойчивый антициклон в июле 2022 г. привел к прогреву водной массы водохранилища (температура придонного слоя воды у плотины достигала 21.2 °С) и формированию устойчивого слоя температурного скачка по всему водоему. В 2020 и 2021 гг. содержание растворенного кислорода снижалось до величин

Характеристика	2020	2021	2022
Уровень воды 5 августа, м абс.	124.09	123.83	123.46
Приток воды в водохранилище за июль, млн м <sup>3</sup>	1315.8	242.3	291.95
Осадки за июль, мм (г. Тверь)	161	22	81
Максимальная дневная температура воздуха в период проведения съемки, °С	22	26.8	29.9
Фосфат-ион, мг/дм <sup>3</sup>	0.05-0.18	0.02-0.12	0.01-0.04
Минеральный азот, мг N/дм <sup>3</sup>	0.32-0.75	0.35-1.87	0.19-0.72
Цветность, град. Рt-Со шкалы	60-80	30-40	20-30
Перманганатная окисляемость, мг О/дм <sup>3</sup>	14.4-20.4	7.3-14.0	7.3-14.0
Железо общее, мг/дм <sup>3</sup>	0.09-0.42	0.02-0.11	0.02-0.11

**Таблица 1.** Гидрометеорологические условия, определившие различие гидроэкологической структуры водохранилища летом 2020–2022 гг. и некоторые гидрохимические показатели

Примечание: Приток воды за месяц рассчитывали как сумму ежедневных значений. Данные взяты с сайта gis.vodinfo.ru.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024

менее 2 мг/дм<sup>3</sup> только в придонных горизонтах наиболее глубоководных станций, а в жарком 2022 г. зона с дефицитом кислорода достигала горизонтов 9–10 м (рис. 2–4).

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПО-КАЗАТЕЛЕЙ

От величины водородного показателя зависит развитие и жизнедеятельность водных растений и гидробионтов, в свою очередь последние могут влиять на величину pH. Погодные условия во время трех полевых кампаний определили разные величины pH. Наибольшие значения наблюдались в более жаркий август 2022 г. и составили 8.4–9.2 ед. pH.

Фосфаты являются лимитирующим фактором развития фитопланктона. В соответствии с [Дебольский и др., 2009] для того, чтобы биомасса фитопланктона не превышала фоновых значений, концентрация фосфора в воде водохранилища не должна превышать 0.07 мг/дм<sup>3</sup>, а азота – 1.5 мг/дм<sup>3</sup>. Источником биогенных элементов в водоеме может быть, как их приток с водосбора, так и автохтонное поступление. Дефицит кислорода в придонных горизонтах приводит к высвобождению фосфатов и марганца из донных отложений и увеличению их концентраций в придонных горизонтах, по сравнению с поверхностными. А в результате перемешивания минеральные формы фосфора, попадая в фотическую зону, являются причиной вспышек цветения при благоприятных условиях (солнечная штилевая погода).

Исследования в августе 2020–2022 гг. показали, что в большинстве случаев концентрации фосфат-иона и минерального азота превышали указанные выше величины, что способствовало интенсивному развитию фитопланктона в водохранилище. Наименьшие концентрации фосфатов в большинстве случаев наблюдались в августе 2022 г. (табл. 1), когда численность и биомасса фитопланктона, как будет показано ниже, была наибольшей, что говорит о потреблении биогенных элементов во время активного продолжительного цветения.

Наибольшие величины цветности воды водохранилища отмечались в августе 2020 г. и были обусловлены притоком высоко цветной воды с водосбора в предшествующие измерениям дни. В наиболее жаркое лето 2022 г. с наименьшим притоком цветность воды наилучшим образом соответствовала требованиям качества воды для питьевого водоснабжения. Повышенный приток высоко цветных вод с водосбора в июле 2020 г. определил в начале августа более высокие, чем в два последующих года, величины перманганатной окисляемости (ПО), а также концентрации железа общего (табл. 1).

Максимальные концентрации марганца отмечались в августе 2022 г. в придонных горизонтах как входного, так и замыкающего створов и достигали 20–27 ПДК (рыбохозяйственного). В августе 2022 г. при значительном дефиците кислорода у дна увеличилась концентрация минерального фосфора. В прохладном августе 2020 г. наблюдались самые низкие (в диапазоне от 1.6 до 2.8 мг  $O_2/дM^3$ ) значения БПК<sub>5</sub>, тогда как в августе 2021 и 2022 гг. они возрастали до 5.4 мг  $O_2/дM^3$ .

## ГИДРОБИОНТЫ

Различные гидрометеорологические условия трех последних лет сказались не только на гидрохимическом режиме, но и на развитии гидробионтов, в частности фитопланктона. В 2022 г. в составе альгофлоры Иваньковского водохранилища было обнаружено всего 194 вида и разновидности водорослей из 9-ти отделов, что более чем в два

Балта	Станции отбора проб									
1 ОДЫ	Городня	Безбородово		Пло	Плоски		аково	Корчева	ГЭС	
Численность										
2020	2.831	5.839		5.2	208	5.5	523	8.777	7.698	
2021	15.178	49.3	49.381		998	31.342		65.218	23.592	
2022	44.116	51.5	51.580 30		.790	134.248		111.668	84.720	
Биомасса										
2020	1.081	3.0		)98 1.0		633	1.793	3.709	3.737	
2021	7.436	15.3		363 8.3		321	12.469	12.053	1.597	
2022	14.305	13.		155	65.	891	22.042	24.278	18.766	

**Таблица 2.** Общая численность (млн кл/л) и общая биомасса (мг/л) фитопланктона в поверхностном слое в Иваньковском водохранилище в августе 2020–2022 гг.



**Рис. 2.** Электропроводность воды (Э25, мкСм/см) на русловых станциях от входного к замыкающему створу Иваньковского водохранилища в августе 2020–2022 гг. Станции: 1 – Городня, 3 – устье Шошинского плеса, 4 – Плоски, 5 – Конаково, 7 – Корчева, 8 – Дубна.

раза ниже таксономического разнообразия в 2020 и 2021 гг. Значительное снижение видового разнообразия наблюдалось во всех отделах водорослей, кроме сине-зеленых, которые практически полностью сохранили свой состав в альгофлоре планктона, и их доля в формировании разнообразия увеличилась почти в два раза. В августе 2022 г. были зарегистрированы самые высокие значения численности и биомассы фитопланктона за период исследований с 2010 г. Общая численность микроводорослей изменялась в поверхностном слое от 44.116 до максимальных 301.790 млн кл/л. (табл. 2).

Практически на всех станциях наблюдалось увеличение роли сине-зеленых водорослей в формировании общей численности в августе 2022 г. по сравнению с тем же периодом в 2020 и 2021 гг., что связано с малой водностью года и жаркой погодой летом. Основу биомассы в августе 2020 и 2021 гг. формировали диатомовые, зеленые и динофитовые водоросли, при этом на долю диатомовых приходилось от 30 до 90%. Общая биомасса фитопланктона в августе 2022 г. изменялась в поверхностном слое от 13.155 до 65.891 мг/л, что значительно выше аналогичных показателей в 2020 и 2021 гг.

Индекс биологического разнообразия Шеннона изменялся по акватории водохранилища в августе 2022 г. от 3.43 до 4.29, что значительно выше

2024

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3



**Рис.** 3. Температура воды (°С) на русловых станциях от входного к замыкающему створу Иваньковского водохранилища в августе 2020–2022 гг. Станции: 1 – Городня, 3 – устье Шошинского плеса, 4 – Плоски, 5 – Конаково, 7 – Корчева, 8 – Дубна.

значений, полученных в 2020 и в 2021 гг. (0.99– 3.43 в 2020 г. и 3.24–3.75 в 2021 г.).

По данным измерений активности продукционно-деструкционных процессов (табл. 3), только в жарком 2022 г. величина деструкции превышала величину продукции (П<sub>вал</sub> – валовая продукция, П<sub>чист</sub> – чистая продукция). Следовательно, гидроэкологические условия конкретного года обусловливают различную интенсивность самоочищения водоема.

Было установлено, что для участков глубоководной зоны характерны стабильный состав и структура донного сообщества, а именно – олигохетно-хирономидный комплекс с небольшим (3–5) числом видов. Песчаные и песчано-илистые биотопы мелководной зоны водоема (без учета зоны зарастания) отличались бо́льшим видовым разнообразием донной фауны, особенно в группе хирономид (до 15 видов), а также массовым развитием моллюсков и "прочих" организмов (пиявки, личинки насекомых) [Определитель, 1977; Определитель, 2004]. За период исследования определено, что в глубоководных участках волжских плесов, а также в устьевой зоне Шошинского плеса в сообществе донных организмов по относительной доле в численности устойчиво доминировали олигохеты (81-98%). При этом уровень их развития не всегда соответствовал пригодным для жизни условиям среды. Например, в Нижневолжском и Средневолжском плесах в условиях гипо- и аноксии численность олигохет была достаточно высокой, а в Верхневолжском плесе (у д. Городня), при большем содержании кислорода, плотность червей на 1 м<sup>2</sup> была ниже, чем на других участках, что, очевидно, связано с дефицитом органических веществ на песчаных грунтах.

Crowne	Дестр, мг О/л × ч			П	<sub>вал</sub> , мг О/л ×	Ч	$\Pi_{_{\rm чист}}$ , мг О/л × ч		
Станция	2020	2021	2022	2020	2021	2022	2020	2021	2022
Городня	0.01	0.04	0.11	0.19	0.17	0.36	0.15	0.15	0.28
Шоша	0.05	0.13	0.44	0.19	0.63	0.27	0.26	0.53	0.07
Корчева	0.10	0.06	0.23	0.48	0.42	0.05	0.39	0.36	-0.04
Дубна	0.06	0.01	0.28	0.20	0.48	0.19	0.17	0.49	-0.19

**Таблица 3.** Характеристики продукционно-деструкционных процессов в районах Иваньковского водохранилища по данным съемок в августе 2020–2022 гг.

Таблица 4. Расчет объемов воды, профильтрованной Dreissena polymorpha

Показатели	2020	2021	2022
Средний вес 1 особи, г	$0.809\pm0.007$	$0.804 \pm 0.08$	$1.149\pm0.10$
Сред. численность, экз/м <sup>2</sup>	328	360	282
$V_{_{\varphi.B.}}$ за сутки с 1 м², л	272.3	297.0	332.0
V <sub>ф.в.</sub> за сезон с 1 м <sup>2</sup> , л	40021	43654	48869
$V_{\Phi^{,B.}}$ за сутки с S $_{_{MCЛК, 30Hbi}}$ , млн м $^3$	9.26	10.1	11.3
$V_{\varphi, \text{в.}}$ за сезон с $S_{_{\text{мелк.зоны}}}$ , млн м <sup>3</sup>	1361	1484	1662
От объема водохранилища	1.2	1.3	1.5

Наши наблюдения подтверждают результаты других исследований [Воробьев и др., 2009; Цветкова, 1972], в которых установлено, что содержание растворенного кислорода в придонной воде не является лимитирующим фактором в развитии олигохет. Плотность их популяций и пространственное расположение не зависят от его концентрации, что, вероятно, обусловлено вертикальным или горизонтальным перемещением червей, связанным как с особенностями их питания, так и с процессом их размножения [Попченко, Попченко, 2013]. При недостатке растворенного кислорода в воде иловых биотопов олигохеты реагируют более активными "дыхательными" движениями и увеличением части тела, участвующей в этих движениях, что способствует биологическому перемешиванию (биотурбации) субстрата. Результатом биотурбации является изменение структуры ДО и их метаболизма, перенос растворенного кислорода, метана, усиление активности бентических микроорганизмов. Также олигохеты занимают ведущую позицию в минерализации ОВ.

По результатам исследований была дана оценка вклада фильтрационной деятельности Dreissena polymorpha (Palas) в процессы самоочищения и снижения эвтрофирования водоема. Выполнен расчет общего объема воды, профильтрованного моллюсками, с использованием данных по средней численности моллюсков на единицу площади (1 м<sup>2</sup>), среднему весу одной особи (г), интенсивности фильтрации воды моллюском на единицу веса (мл/ч  $\times$  г), фильтрационной активности моллюска (ч/сут), длительности активной фильтрации моллюсков (вегетационный период), площади мелководной зоны водохранилища с глубинами 3-4 м [Алимов, 1981; Набеева, 2010]. Объем воды, профильтрованный моллюсками, рассчитывался за вегетационный период (майоктябрь). Расчеты показали, что фильтрационная активность Dreissena polymorpha по значениям численности с единицы площади увеличилась в сутки с 272.251 л в 2020 г. до 332.442 л в 2022 г. За вегетационный период 2022 г. (май-октябрь) моллюски профильтровали 1.66 км<sup>3</sup> воды, что соответствует 1.5 объема воды водохранилища (табл. 4).

Объем воды, профильтрованный дрейссеной за сезон 2022 г., превышающий таковые за предыдущие годы, можно объяснить значительной долей в популяции крупных моллюсков старшей возрастной группы (от 3-х лет и старше), обладающих более интенсивной фильтрационной активностью. Доля крупных моллюсков составила: 84% весной, более 50% летом, осенью соотношение взрослых моллюсков и годовиков, включая весеннюю генерацию, было приблизительно одинаково 48 и 52% соответственно. Существует мнение [Лазарева и др., 2018], что в последние годы во


**Рис.** 4. Растворенный кислород (мг/л) на русловых станциях от входного к замыкающему створу Иваньковского водохранилища в августе 2020–2022 гг. Станции: 1 – Городня, 3 – устье Шошинского плеса, 4 – Плоски, 5 – Конаково, 7 – Корчева, 8 – Дубна.

многих волжских водохранилищах наблюдается снижение численности дрейссенид, обусловленное плохой выживаемостью велигеров (планктонных личинок дрейссены), которая в свою очередь связана с дефицитом растворенного кислорода в придонных водах. Помимо благоприятного кислородного режима для успешного размножения и расселения дрейссены требуется относительно плотный субстрат. Поэтому на больших глубинах в зоне распространения иловых отложений она не встречается. Для массового развития дрейссены также необходима высокая минерализация и содержание кальция не менее 8.5 мг/дм<sup>3</sup> [Мартемьянов, 2013; Hincks, Mackie, 1997], а водные массы Иваньковского водохранилище имеют малую или среднюю минерализацию в зависимости от сезона с содержанием кальция порядка 30-50 мг/дм<sup>3</sup>.

Уровень pH является одним из наиболее важных факторов влияющих на состояние D. polymorpha. Установлено, что pH менее 7.4 может ограничивать распространение дрейссены [Ludyanskiy et al., 1993]. В маловодные годы с небольшим притоком в водохранилище повышение минерализации может быть благоприятным для велигеров. В холодный период при отсутствии активного фотосинтеза pH может снижаться (по данным измерений авторов) до критической величины.

## ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ОБМЕННЫЕ ПРО-ЦЕССЫ И ЭМИССИЯ МЕТАНА

Характеристики придонного слоя воды, верхнего слоя донных отложений и интенсивность обменных процессов на границе "вода–ДО", полу-

	- 2	· ·	-		ו ,		
Год	Станция	Глубина, м	Т <sub>дно</sub> , °С	О <sub>2дно</sub> , мг/л	$\Pi \Pi B,$ мг О/м <sup>2</sup> × сут	<i>d</i> ,%	OB,%
2020	устье Шоши	10	19.9	5.25	310	4.5	10.9
	Плоски	_	_	_	_	_	_
	Конаково	13	18.7	1.96	237	7.4	15.5
	Корчева	14	18.9	1.12	62	6.3	14.5
	Дубна	16	19.7	4.84	124	6.9	14.3
2021	устье Шоши	9.5	21.5	3.5	360	5.5	12.3
	Плоски	_	_	-	_	_	_
	Конаково	13.5	21.5	2.9	557	7.2	15.9
	Корчева	14.4	21.9	2.5	1251	6.5	14.5
	Дубна	17	22	0.5	201	8	17.1
2022	устье Шоши	9.5	21.6	0.5	26	4.3	12.5
	Плоски	12	20.2	0.5	79	4.2	
	Конаково	12	20.7	0.5	86	5.3	14.4
	Корчева	14.5	20.5	0.4	81	4.4	12.4
	Дубна	16.2	21.2	0.5	112	3.7	10.6

**Таблица 5.** Характеристики придонного горизонта воды и верхнего слоя донных отложений Иваньковского водохранилища (ППВ – потребление О, придонной водой, *d* – гигроскопическая влажность грунта)

ченные по результатам экспериментов на исследуемых станциях Иваньковского водохранилища, приведены в табл. 5 и 6.

Продолжительный период сушествования в водохранилище устойчивой стратификации в 2022 г. привел к истощению в придонных слоях воды лабильного органического вещества, что способствовало снижению интенсивности деструкционных процессов как в придонных слоях воды, так и в верхнем слое ДО (табл. 6). Так, среднее значение потребления кислорода в придонной воде (ППВ) по длине всего водохранилища в 2022 г. составило 77 мг  $C/m^2 \times$  сут, в то время как в 2020 и 2021 гг. – 183 и 592 мг С/м<sup>2</sup> × сут соответственно. Средняя величина общей деструкции ОВ в ДО в 2022 г. также была наименьшей (481 мг C/м<sup>2</sup> × сут), при 772 и 1651 мг C/м<sup>2</sup> × сут в 2020 и 2021 гг.

Различным был и характер распределения величин деструкции ОВ в ДО и придонном слое воды по длине водохранилища. В 2022 г. наблюдалось увеличение деструкции от верховьев к плотине. Этот же год отличается наименьшими величинами содержания ОВ в грунтах (12.5% в среднем по водоёму при 14—15% в 2020 и 2021 гг.). Величина аэробной деструкции ОВ в донных отложениях в приплотинном плёсе не превышала 15% от общей за все три года наблюдений. Источником метана в водоёмах является OB, содержащиеся как в водной массе, так и в ДО. Интенсивность потока CH<sub>4</sub> определяется продукционно-деструкционными процессами, происходящими в водной толще, притоком OB с водосбора, активностью трансформации его в водоеме. Накопление OB в ДО происходит в результате осаждения содержащегося в водной толще OB аллохтонного и автохтонного происхождения. Поступление OB на дно и его преобразование зависит от скорости седиментации, гидрологической структуры всей водной толщи, от ее устойчивости к перемешиванию, от толщины и длительности существования гиполимниона [Кременецкая и др., 2018].

Величина потока метана из донных отложений зависит от величины и продолжительности существования аноксидной зоны и уровня воды, поэтому в жарком и маловодном 2022 г. выход метана из ДО был существенно выше, чем в другие годы исследований (в среднем 67 мг C/м<sup>2</sup> × сут при 0.71 и 12.8 мг C/м<sup>2</sup> × сут в 2020 и 2021 гг., соответственно).

Анализ изменения интенсивности анаэробной деструкции OB в ДО в зависимости от содержания OB в грунте (рис. 5) показал, что увеличение содержания OB в ДО Иваньковского водохранилища в аэробных условиях приводит к интенсификации анаэробной деструкции, кроме станций,

**Таблица 6.** Интенсивность обменных процессов на станциях Иваньковского водохранилища (SOD – потребление кислорода ДО; Д<sub>аэр</sub> – аэробная деструкция; Д<sub>анаэр</sub> – анаэробная деструкция; Д<sub>общ</sub> – общая деструкция; Р<sub>мин</sub> – минеральный фосфор)

	Станция	SOD	Д <sub>аэр</sub>	Д <sub>общ</sub>	Д <sub>анаэр</sub>	выход СН <sub>4</sub>	выход Р <sub>мин</sub>
Год		мг $O/m^2 \times сут$		$_{\rm M\Gamma} P/{\rm M}^2 \times {\rm cyt}$			
2020	устье Шоши	74	28	914	886	0.03	59
	Плоски	-	_	_	_	-	-
	Конаково	149	56	1599	1543	0.6	12
	Корчева	150	56	265	209	0.06	10
	Дубна	119	45	310	265	0.02	30
2021	устье Шоши	177	67	1432	1365	1.3	8
	Плоски	-	-	_	—	_	-
	Конаково	309	116	1574	1458	0.01	14
	Корчева	283	106	1631	1525	9	81
	Дубна	225	84	1968	1884	40	107
2022	устье Шоши	16	6	148	142	84	52
	Плоски	10	4	254	250	87	17
	Конаково	12	4	463	459	2	24
	Корчева	86	32	639	607	62	45
	Дубна	122	46	899	853	109	61

где наблюдалась очень высокая (более 4000 экз м<sup>2</sup>) численность роющего зообентоса. На этих станциях отмечался также значительный (более 50%) вклад аэробной деструкции в суммарный выход углерода из ДО. На остальных станциях вклад Д<sub>аэр</sub> в суммарную деструкцию ОВ не превышал 16%. Возможно при такой высокой численности бентоса ассимиляция ОВ в ДО происходит, в основном, роющими организмами бентофауны, и снижается микробиальная деструкция ОВ в ДО.

На график А рис. 5 были добавлены ранее полученные данные по интенсивности  $Д_{ahaap}$  Можайского водохранилища для пойменных станций (получены авторами работы) с похожими на исследованные на Иваньковском водохранилище грунтами при аэробных условиях. Численность роющего бентоса на этих станциях была менее 4000 экз/м<sup>2</sup>. Эти точки дополняют зависимость  $Д_{ahaap}$  от ОВ при соответствующей численности бентоса. При аэробных условиях в придонном горизонте для грунтов Иваньковского водохранилища отмечается тенденция увеличения интенсивности анаэробной деструкции при увеличении численности роющего зообентоса (рис. 5, график Б).

Исследования показали, что наибольший выход фосфора из ДО наблюдался в 2021 г. в створах Корчева и Дубна и достигал 107 мг Р/м<sup>2</sup> × сут. Максимальные значения потока фосфора, измеренные в 2020 и 2022 гг., были почти в два раза ниже и не превышали 60 мг Р/м<sup>2</sup> × сут. В 2020 г. это было связано с менее активными процессами деструкции при более низкой температуре и более благоприятных кислородных условиях, а в 2022 г. из-за истощения в придонных слоях воды лабильного ОВ ко дню проведения съемки, как отмечалось выше.

Совместный анализ интенсивности суммарной деструкции в ДО (Дсумм = Даэр + Данаэр + + выход СН.), выхода Р и численности роющего зообентоса на станциях Иваньковского водохранилища (рис. 6), показал, что при численности бентоса менее 1300 экз/м<sup>2</sup> даже при высокой интенсивности деструкции ОВ в ДО, выход Р<sub>мин</sub> в аэробных условиях не превышал 14 мг/м<sup>2</sup> × сут. При высокой (более 1300 экз/м<sup>2</sup> × сут) численности роющего бентоса увеличение деструкции ОВ в илах сопровождается ростом потока Р<sub>мин</sub> из ДО. Это связано с роющей деятельностью бентоса, способствующей, в том числе, выносу поровых вод донных отложений к границе раздела "вода-ДО". Привлечение ранее полученных на Можайском водохранилище данных не противоречит полученным связям.



**Рис. 5.** (а) — связь  $Д_{\text{анаэр}}$  ОВ в ДО в аэробных условиях с содержанием ОВ в ДО в Иваньковском вдхр. при численности роющего зообентоса N > 4000 экз/м<sup>2</sup> (1), при N < 4000 экз/м<sup>2</sup> (2) и в Можайском вдхр. при N < 4000 экз/м<sup>2</sup> (3); (б) — связь интенсивности  $Д_{\text{анаэр}}$  и численности роющего зообентоса в грунтах Иваньковского водохранилища в аэробных условиях.

Эмиссия метана с поверхности водохранилища в рассмотренные три года также значительно различалась. В жарком 2022 г. при более низком уровне воды содержание метана в придонных горизонтах было на порядок больше, чем в 2020 и в 2021 гг. (табл. 7).

Это могло быть связано не только с наибольшим прогревом ДО, но и с активизацией биотурбации, которая подробно рассмотрена выше. Однако бурное развитие фитопланктона и высокое содержание кислорода в поверхностном слое (до 11.3–17.6 мг/дм<sup>3</sup> в 2022 г. против 9–10.7 мг/дм<sup>3</sup> в 2021 г.) привело к окислению метана, что в результате снизило значения его удельного потока, особенно в нижней глубоководной части водохранилища. Шошинский плес является наиболее неблагополучным районом в отношении эмиссии метана из-за его мелководности, малой проточности и сильного цветения.

# выводы

Проведенные исследования позволили выявить ряд особенностей формирования гидроэкологического режима и гидрологической структуры Иваньковского водохранилища. Несмотря на сравнительно большую проточность Иваньковского водохранилища, продолжительная жаркая погода, особенно в маловодный год, способствовала образованию дефицита кислорода в придонных слоях и выходу марганца и фосфатов из донных отложений. Поступление автохтонных биогенных элементов в толщу воды усилило вспышки цветения.

В жаркий август 2022 г. доминирующими видами в составе фитопланктона на большей части водоема от ст. Плоски до ст. Дубна были сине-зеленые водоросли, тогда как в предшествующие годы — диатомовые. Активное развитие фито-

Станция	Горизонт		CH <sub>4</sub> , мкл/л		Удельный поток $CH_4$ , мг $C/(M^2 \times cyt)$		
		2020	2021	2022	2020	2021	2022
Городня	пов.	16.6	4.7	13.5	63.4	10.5	23.4
	дно	16.8	4.6	72.6			
III.a.	пов.	8.7	10.8	12.3	14.4	334.0	182.2
шошинский плес	дно	12.6	17.2	435.0			
V	пов.	1.9	9.9	11.2	9.4	31.9	13.8
Конаково	дно	7.7	16.0	444.0			
V	пов.	3.0	7.8	11.3	9.6	223.8	23.0
Корчева	дно	13.3	68.5	517.8			
Пибил	пов.	4.1	14.1	2.3	2.9	68.9	2.1
дуона	дно	7.8	132.3	89.4			

Таблица 7. Содержание и эмиссия метана с поверхности Иваньковского водохранилища в 2020-2022 гг.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024



**Рис. 6**. Связь выхода Р с  $Д_{\text{сумм}}$  при численности роющего зообентоса N > 1300 экз/м<sup>2</sup> и N < 1300 экз/м<sup>2</sup> в илах в Иваньковского (1, 2) и Можайского (3, 4) водохранилищ.

планктона было причиной уменьшения концентрации фосфатов, увеличению значений БПК<sub>5</sub> и рН воды. В маловодный 2022 г. отмечены низкие значения цветности воды, что весьма благоприятно для задач питьевого водоснабжения.

Потребление кислорода в придонных горизонтах усугубляется вспышками цветения фитопланктона, его отмиранием и седиментацией. Разлагающееся органическое вещество является источником метана. Бескислородные условия способствуют активизации биотурбации, что увеличивает интенсивность выхода веществ, в том числе метана из донных отложений. Однако перенасыщение кислородом поверхностных горизонтов при избыточном цветении сокращает эмиссию метана, что является элементом саморегуляции экосистемы.

Гидроэкологические условия конкретного года обусловливают различную интенсивность самоочищения водоема. Жаркая погода способствует более активной деструкции, превышающей продукцию, при более высоких значениях температуры воды. Дефицит кислорода в придонном слое активизирует биотурбацию и усиливает потребление кислорода грунтами, что положительно сказывается на самоочищающей способности водоема.

Значимым фактором в изменении интенсивности обменных процессов на границе "вода—дно" является численность роющего макробентоса.

Шошинский плес является наиболее неблагополучным районом Иваньковского водохранилища в отношении эмиссии метана из-за его мелководности, малой проточности и сильного цветения.

Полученные результаты представляются важными для разработки и верификации гидроэкологических моделей водоемов. Параметры обменных процессов с дном не являются константами и в значительной степени зависят от характеристик придонной воды и гидробионтов. Колебания численности бентоса чрезвычайно трудно прогнозировать из-за многофакторности. На нее оказывают влияние синоптические условия, уровенный и кислородный режим, а также выедание бентосоядными рыбами. Вспышки "цветения" воды могут существенно сокращать величину удельного потока метана, что необходимо отражать при моделировании этого процесса и учитывать при расчетах вклада водоемов в суммарную эмиссию.

Несмотря на очевидную взаимосвязь всех рассмотренных процессов, основным триггером их изменчивости в летний период являются особенности погодных условий, определяющие режим и состав притока, и гидрофизические характеристики, которые в свою очередь определяют интенсивность и особенности внутриводоемных процессов. Согласно работе [Экологические, 2001] период водообмена в среднем составляет 1.13 мес., а в маловодную фазу до 1.4 мес., поэтому характеристики притока воды в половодье практически не влияют на состояние водоема во вторую половину лета.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алимов А. Ф. Функциональная экология пресноводных двустворчатых моллюсков. Л.: Наука, 1981. 248 с.
- Бентос Учинского водохранилища // Труды зоологического ин-та АН СССР. Т. XXII. М: Наука, 1980. 180 с.
- Винбере Г. Г. Первичная продукция водоемов. Минск: Изд-во АН БССР, 1960. 329 с.
- Водохранилища мира. М.: Наука, 1979. 287 с.
- Воробьев Д. С., Франк Ю. А., Залозный Н. А., Лушников С. В., Носков Ю. А. К вопросу о роли тубифицид в потреблении кислорода в донных отложениях, загрязненных нефтью // Известия Самарского НЦ РАН. Т. 11. № 1 (4). 2009. С. 702–706.
- Гашкина Н.А. Закономерности и оценка круговорота фосфора в системе вода-донные отложения в эвтрофном водохранилище // Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИВП РАН, 2003. 20 с.
- ГОСТ 31861—2012. Межгосударственный стандарт. Вода. Общие требования к отбору проб. Москва: Стандартинформ, 2013. 32 с.
- *Гречушникова М. Г. В*озможные климатические изменения гидрологического режима в долинных водохранилищах // Метеорология и гидрология. 2012. № 10. С. 71–80.
- Григорьева И.Л., Ковалышева Г.В. Влияние гидрометеорологических факторов на формирование качества воды Иваньковского водохранилища в летний период // Метеорология и гидрология. 1995. № 6. С. 107–114.

- Григорьева И. Л. Исследование взаимосвязей минерализации воды водохранилищ различных морфологических типов с показателями их водного режима // Водные ресурсы. 1996. Т. 23. № 1. С. 73–77.
- Даценко Ю.С., Пуклаков В.В., Эдельштейн К.К. Анализ влияния абиотических факторов на развитие фитопланктона в малопроточном стратифицированном водохранилище // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 10. С. 73–85.
- Дебольский В. К., Кочарян А. Г., Григорьева И. Л., Лебедева И. П., Толкачев Г. Ю. Проблемы формирования качества воды в поверхностных источниках водоснабжения и пути их решения на примере Иваньковского водохранилища // Вода: химия и экология. 2009. № 7 (13). С. 2–11.
- *Денисов Л. И., Мейснер Е. В.* Иваньковское водохранилище. Л.: Изв. ГосНИОРХ. 1961. Т. 50. С. 10–30.
- Дзюбан А. Н. Опыт оценки эмиссии метана на водных объектах урбанизированных территорий в бассейне Рыбинского водохранилища // Водные ресурсы. 2010. Том 37. № 4. С. 502–504.
- Иваньковское водохранилище: Современное состояние и проблемы охраны. М.: Наука, 2000. 344 с.
- Кременецкая Е. Р., Ломова Д. В., Соколов Д. И., Ломов В. А. Количественная оценка потоков органического вещества в донные отложения стратифицированного водохранилища долинного типа // Вода: химия и экология. 2018. № 7 (9). С. 39–46.
- Кузьмин Г. В. Фитопланктон: видовой состав и обилие // Методика изучения биогеоценозов внутренних водоемов. М.: Наука, 1975. С. 73–87.
- Лазарева В. И., Степанова И. Э., Цветков А. И., Пряничникова Е. Г., Перова С. Н. Кислородный режим водохранилищ Волги и Камы в период потепления климата: последствия для зоопланктона и зообентоса // Труды ИБВВ РАН. 2018. Вып. 81 (84). С. 46–83.
- Мартемьянов В. И. Пороговые концентрации катионов во внешней среде, определяющие границы распространения Dreissena polymorpha и Dreissena bugensis в пресных водоемах // Дрейссениды: эволюция, систематика, экология. Борок, 2013. С. 80–83.
- *Мартынова М. В.* Донные отложения как составляющая лимнических экосистем. Москва: Наука, 2010. 243 с.
- Методические рекомендации по сбору и обработке материалов при гидробиологических исследованиях на пресноводных водоемах. Зообентос и его продукция. Л.: ГосНИОРХ, 1983. 33 с.

- Набеева Э. Г. Оценка восстановления и самоочищения разнотипных водных экосистем по показателям макрозообентоса // Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. биол. наук. Нижний Новгород, 2010. 24 с.
- *Никаноров Ю. И.* Иваньковское водохранилище. Л.: Изв. ГосНИОРХ, 1975. Т. 102. С. 5–25.
- Одум Ю. П. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
- Определитель пресноводных беспозвоночных Европейской части СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 511 с.
- Определитель пресноводных беспозвоночных России и сопредельных территорий. Т. 2. СПб: Наука, 2004. 527 с.
- Попченко В. И., Попченко Т. В. Пространственное размещение малощетинковых червей в водных экосистемах // Известия Самарского НЦ РАН. 2013. Т. 15. № 3 (7). С. 2246–2249.
- Цветкова Л. И. О роли тубифицид в кислородном балансе водоемов. Водные малощетинковые черви (систематика, экология, исследования фауны СССР) // Труды ВГБО, Т. 17. 1972. С. 118–125.
- Экологические проблемы Верхней Волги: Коллективная монография. Ярославль: ЯГТУ, 2001. 427 с.
- *Bastviken D. et al.* Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate // Global Biochemical Cycles. 2004. V. 18. P. 1–12.
- Bastviken D., Santoro A., Marotta H. Methane emissions from Pantanal, South America, during the low water season: toward more comprehensive sampling // Environmental Science and Technology. 2010. № 44 (14). P. 5450–5455.
- *Elrod V.A., Berels; on W.M., Coale K. N., Johnson K. S.* The flux of iron from continental schelf sediments: a missing sourse of global budgets // Geophys.Res. Lett. 2004. V. 31. P.L 12307/1–12037/4.
- Hincks S. S., Mackie G. L. Effects of pH, calcium, alkalinity, hardness, and chlorophyll on the survival, growth, and reproductive success of zebra mussel (Dreissena polymorpha) in Ontario Lakes // Canadian journal of fisheries and aquatic sciences. 1997. V. 54. № 9. P. 2049–2057.
- *Ludyanskiy M. L., McDonald D., MacNeill D.* Impact of the zebra mussel, a bivalve invader // Bioscience. 1993. T. 43. № 8. P. 533–544.
- Sweerts J., Bar-Gilissen M., Cornelse A., Cappenberg T. E. Oxygen-consuming processes at the profundal and littoral sediment-water interface of a small meso-eutrophic lake // Limnol.Oceanogr. 1991. V. 36. № 6. P. 1124–1133.

# FORMATION OF THE HYDROECOLOGICAL STRUCTURE OF THE IVANKOVSKY RESERVOIR IN THE SUMMER PERIOD IN ADJACENT YEARS WITH DIFFERENT WEATHER CONDITIONS

M.G. Grechushnikova<sup>1,2,3,4,\*</sup>, I.L. Grigoryeva<sup>3</sup>, D. V. Lomova<sup>2</sup>,

E. R. Kremenetskaya<sup>2</sup>, A.B. Komissarov<sup>3</sup>, L.P. Fedorova<sup>3</sup>, V. A. Lomov<sup>1,4</sup>, E.A. Chekmareva<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, GSP-1, Moscow, 199991 Russia <sup>2</sup>Water Problems Institute of the Russian Academy of Sciences, Gubkina str., 3, Moscow, 119333 Russia <sup>3</sup>Water Problems Institute of the Russian Academy of Sciences, Ivankovo Research Station, 61-a, Belavinskay, Konakovo, Tverskay region, 171251 Russia

<sup>4</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia

\*e-mail: allavis@mail.ru

The article examines the conditions for the formation of the hydroecological regime of the Ivankovo Reservoir according to data from complex hydrological, hydrochemical and hydrobiological surveys carried out in August 2020–2022. The identified differences in hydroecological characteristics are associated with the peculiarities of weather conditions in the summer seasons. Despite the significant flow of the reservoir, in its bottom layer during prolonged hot weather the formation of oxygen-free conditions is possible, affecting exchange processes with the bottom, hydrobionts and methane emissions. Increased bioturbation of bottom sediments by benthos under oxygen deficiency activates metabolic processes at the water-bottom sediments boundary, including the release of methane. A strong "bloom" of the reservoir, characteristic of hot weather conditions in 2022, led to a reduction in the specific flux of methane from the surface due to its oxidation with an excess of oxygen in the surface layer.

**Keywords:** Ivankovskoye reservoir, water temperature, hydrochemical indicators, methane emissions, phytoplankton, zoobenthos, production, destruction, metabolic processes

УЛК 551.525.2

# МОНИТОРИНГ ТЕРМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ НЕОДНОРОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БПЛА

© 2024 г. М. И. Варенцов<sup>*a,b,\**</sup>, А. И. Варенцов<sup>*a,b*</sup>, И. А. Репина<sup>*a,b,c*</sup>, А. Ю. Артамонов<sup>*b,c*</sup>, И.Д. Дрозд<sup>а, b</sup>, А.Е. Мамонтов<sup>b</sup>, В.М. Степаненко<sup>а, b, c</sup>

<sup>а</sup>Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Научно-исследовательский вычислительный центр, ул. Ленинские Горы, д. 1, стр. 4, Москва, 119234 Россия <sup>b</sup>Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Пыжевский пер., д. 3, Москва, 119017 Россия

<sup>с</sup>Югорский государственный университет, ул. Чехова, д. 16, Ханты-Мансийск, Россия

\*e-mail: mikhail.varentsov@srcc.msu.ru

Поступила в релакцию 05.03.2023 г. После доработки 11.02.2024 г. Принята к публикации 10.04.2024 г.

В работе представлена методика измерения температуры неоднородной подстилающей поверхности с использованием беспилотных летательных аппаратов (БПЛА). Для апробации методик представлены измерения над различными ландшафтами: аридная зона с барханами, болото в умеренных широтах, субарктический город и сочетание естественных и антропогенных ландшафтов в Арктике. Использован измерительный комплекс на базе квадрокоптера DJI Mavic 2 Zoom с установленным тепловизором Flir TAU2R. Разработаны методы коррекции возникающих аппаратных погрешностей. Для получения детализированных данных о пространственном распределении яркостной температуры поверхности использован метод построения ортомозаик. В разное время суток получены тепловые карты поверхностей с неоднородностями рельефа (барханы), неоднородностью увлажненности (болота), урбанизированных территорий в полярных и субполярных условиях.

Показано, что тепловые контрасты могут достигать первых десятков °С на площади 10-20 га как на фоне дневного прогрева, так и ночного выхолаживания поверхности, и могут оказывать существенное влияние на пространственное распределение характеристик теплообмена атмосферы и подстилающей поверхности. Разработанные методы рекомендованы для построения тепловых карт поверхности с использованием тепловизионной техники.

Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на IV Всероссийской конференции с международным участием "Турбулентность, динамика атмосферы и климата", посвящен-ной памяти академика А. М. Обухова (Москва, 22–24 ноября 2022 г.).

Ключевые слова: температура поверхности, беспилотные летательные аппараты, неоднородная поверхность, ИК-излучение, теплообмен, микроклимат

DOI: 10.31857/S0002351524030107 EDN: JHQWHE

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Температура подстилающей поверхности является важнейшим параметром окружающей среды, определяющим широкий спектр природных процессов, в том числе режим взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхность [Li et al., 2013b]. Неоднородность распределения температуры поверхности в ряде ландшафтов связана с неоднородностью влажности (например, в болотах), отражательной способности, наклонов рельефа и отражает таким образом мозаичность распределения потоков явного и скрытого тепла. Эта неоднородность прослеживается на широком диапазоне пространственных масштабов, причем при размерах <1 км ее отдельные элементы

являются подсеточными для всех современных и перспективных математических моделей погоды и климата. Существует два подхода параметризации неоднородности поверхности в прогностических моделях: метод агрегирования по параметрам и метод агрегирования по потокам (мозаичный или плиточный полход) [Avissar, Pielke, 1989; Koster, Suarez, 1992; Bartlett et al., 2002]. В гидродинамических моделях обычно используется комбинация двух методов, когда внутри ячейки сетки производится осреднение по параметрам для десятков типов растительности с целью оценки параметров одного-двух "средних" типов растительности (см., например, [Part IV: Physical Processes, 2020]), а агрегирование по потокам применяется к наиболее контрастным типам вну-

три ячейки: растительность, обнаженная почва, снежный покров, города, и т.д. Все предложенные варианты мозаичного метода [Arola, 1999; Molod et al., 2003, 2004; Li et al., 2013a; de Vrese et al., 2016] подразумевают наличие развитого и горизонтально статистически однородного приземного слоя над каждым типом поверхности. Но при размерах неоднородностей, сопоставимых с характерной толщиной приземного слоя при данных метеорологических условиях (менее десятков метров) условие горизонтальной однородности не выполняется, а внутренние пограничные слои могут быть сильно ниже характерных высот расположения приборов или уровней гидродинамической модели. Методы агрегирования для таких неоднородностей практически не разрабатывались. При разработке и верификации методов агрегирования для случая сильной мелкомасштабной неоднородности очень полезно использовать фактические данные о распределении температуры поверхности высокого разрешением. Это касается как поверхностей естественных равнинных ландшафтов, так и антропогенных геометрически сложных поверхностей. Детальные данные о термической неоднородности городских ландшафтов полезны для верификации и калибровки параметризаций взаимодействия атмосферы с городской средой [Тарасова и др., 2023].

Задача совершенствования методов описания термически неоднородных поверхностей в моделях атмосферы накладывает ряд требований к данным наблюдений о температуре поверхности. Пространственное разрешение и точность таких данных должны быть достаточным для идентификации основных элементов подсеточной термической неоднородности. Это означает, что дискретность таких данных по пространству должна быть минимум на порядок меньше шага сетки современных и перспективных моделей прогноза погоды и климата, который для региональных моделей уже сейчас может составлять менее 1 км. Кроме того, пространственное разрешение таких данных должно соответствовать характерному масштабу основных структурных элементов, формирующих неоднородные поверхности. Например, в случае городской поверхности, включающей здания, дороги и элементы растительности, необходимы данные с дискретностью порядка первых метров. Временная дискретность температурных данных должна разрешать суточный ход, играющий ключевую роль в процессах взаимодействия атмосферы и поверхности. В качестве минимально-достаточной дискретности по времени можно принять 3 ч – дискретность стандартных наблюдений на метеорологических станциях. При этом погрешность измерений должна быть мала по сравнению с дисперсией температуры для рассматриваемых видов подсеточной неоднородности, а также по сравнению с характерными значениями разности температуры между поверхностью и приземным слоем атмосферы, определяющей турбулентные потоки тепла. Получение соответствующих таким требованиям данных о температуре поверхности остается нетривиальной задачей.

Основным источником информации о пространственном распределении температуры подстилающей поверхности являются данные дистанционного зондирования Земли из космоса. Радиометрические методы находят все более широкое применение для исследования земной поверхности, в частности, для определения ее температуры, подповерхностного термического зондирования, а также определения теплового потока через поверхность. Эти исследования представляют особый интерес для дистанционного контроля процессов теплообмена между атмосферой и земной поверхностью.

Дистанционное термическое зондирование земной поверхности возможно в СВЧ- и ИК-диапазонах [Эткин и Шарков, 1976]. В ИК-диапазоне излучение формируется в очень тонком поверхностном слое и коэффициент излучения близок к единице, что позволяет достаточно точно определять поверхностную температуру. Но возможности ИК-измерений с искусственных спутников Земли существенно ограничивает влияние облачности и атмосферного аэрозоля. При этом разрешение спутниковых СВЧ радиометров, влияние атмосферы на результаты измерений которых минимизировано, не позволяет отслеживать мелкомасштабные контрасты температуры. И при СВЧ-измерениях проблемой, осложняющей их интерпретацию, является сильное влияние на наблюдаемый спектр яркостных температур вариаций коэффициента излучения, которые определяются, как правило, вариациями увлажненности грунта [Шутко, 1986].

В настоящее время в научных исследованиях широко используются данные ИК космической

съемки среднего пространственного разрешения (≈1 км<sup>2</sup>), например спектрометров MODIS и Sentinel. Восстановление температуры поверхности по их данным считается достаточно надежным (±1 °C), что подтверждено сравнением с наземными измерениями [Coll et al., 2016; Wan, 2014]. Но репрезентативность таких данных ограничена для неоднородных поверхностей, поскольку они не дают представления о температуре их отдельных элементов [Yu, Ma, 2015]. Тепловые космические снимки высокого разрешения (≈100 м), например системы TIRS и ETM на спутниках Landsat, более репрезентативны для неоднородных территорий, в частности для городских ландшафтов [Weng, 2009; Ho et al., 2014; Варенцов и др., 2021]. Но даже снимки высокого разрешения не позволяют оценить термические контрасты типичных элементов неоднородного ландшафта, например отдельных зданий [Garcia-Santos et al., 2019]. Кроме того, временное разрешение спутниковых данных недостаточно для многих задач в области метеорологии и физики атмосферы. Даже в условиях безоблачной погоды спутниковые данные среднего разрешения обычно доступны 2 раза в сутки (для одной съемочной системы), а данные высокого разрешения – 1 раз в несколько дней, что не вызволяет использовать их для анализа процессов взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью на внутристрочном масштабе.

Новые возможности для мониторинга, детализированного картирования и анализа термической неоднородности подстилающей поверхности открывает стремительно развитие беспилотных летательных аппаратов (БПЛА). В настоящее время исследования с использованием БПЛА набирают все большую популярность в науках о Земле, например для построения цифровых моделей рельефа, мониторинга состояния растительности [Sizov et al., 2022], измерения альбедо [Canisius et al., 2019; Ryan et al., 2017] и других задач. В области метеорологии и физики атмосферы БПЛА, оборудованные контактными датчиками, применяются для измерения метеорологических величин в пограничном слое атмосферы, в первую очередь их вертикальных профилей [Chilson et al., 2019; Kral et al., 2021; Segales et al., 2020; Varentsov et al., 2021; 2023; Репина и др., 2020]. Также развиваются методы использования БПЛА для исследования атмосферной турбулентности. При этом применяются как БПЛА самолетного типа, оборудованные многоканальными приемниками воздушных давлений [Чечин и др., 2021; Rautenberg et al., 2019], так и БПЛА мультироторного типа (квадрокоптеры), для которых возможно восстановление компонент скорости ветра и их пульсаций по данным измерений углов наклона, доступных в телеметрии БПЛА [Шелехов и др., 2021; Shelekhov et al., 2022; 2023].

Активно развивается и направление исследований, связанное со съемкой с БПЛА в инфракрасном диапазоне. Оборудованные тепловизорами БПЛА применяются для тепловой съемки различных объектов, включая геотермальные зоны, элементы флоры и фауны [Курамагомедов и др., 2015]. Тепловизионная съемка с помощью БПЛА представляет собой перспективный метод для наблюдения за водными объектами, в том числе за выходами подземных вод [Abolt et al., 2018], сельскохозяйственным орошением [Bellvert et al., 2014].

Достаточно узкие углы обзора современных тепловизоров и невысокое разрешение получаемых изображений (десятые доли мегапикселя) огранивают площадь территории, попадающий на один снимок тепловизора. Увеличение детальности получаемых данных и их пространственного охвата возможно при использовании методов аэрофотограмметрической съемки с последующим объединением множества отдельных снимков в ортомозаику. Такой подход является стандартным инструментом аэрофотосъемки в видимом диапазоне, но для тепловой съемки его применение сопряжено с большим количеством сложностей и недостаточно отлажено. В качестве примеров его применения в задачах тепловой съемки можно привести работы по картографированию температуры поверхности геотермального поля в Новой Зеландии [Nishar et al., 2016], ледника в Гималаях [Kraaijenbrink et al., 2018], урбанизированной территории [Garcia-Santos et al., 2019, Feng et al., 2019], прибрежной территории озера Севан [Medvedev et al., 2020], поля солнечных панелей в Южной Корее [Lee, Park, 2019]. К сожалению, во всех этих работах не представлены технические детали по части выполнения тепловой съемки и построения ортомозаик, что препятствует воспроизведению предлагаемых авторами методов. Кроме того, проблема термической неоднородности поверхности в этих работах рассматривается с технической и географической точек зрения, но не в контексте проблем взаимодействия атмос-



**Рис.** 1. Спутниковые снимки четырех полигонов, для которых выполнялась термическая съемка: песчаные барханы в районе пос. Нарын-Худук (а), верховое болото в районе исследовательской станции Мухрино (б), центральная часть г. Надым (в), пос. Баренцбург (г). Зеленым цветом показаны маршруты полета квадрокоптера над данными полигонами во время съемки.

феры с поверхностью; при этом статистические характеристики термической неоднородности детально не анализируются.

Данная работа направлена на то, чтобы дать представление о технических нюансах задачи теплового картографирования подстилающей поверхности с использованием БПЛА, о разработанной авторским коллективом методике измерений и обработке данных, продемонстрировать результаты апробации этих методик для различных неоднородных ландшафтов, и сравнить статистические характеристики термической неоднородности этих ландшафтов.

# РАЙОНЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Опыт мониторинга термической структуры неоднородных ландшафтов рассмотрен в статье

на примере четырех полигонов, различающихся по типу земельного покрова, климатическим условиям, степени антропогенной нагрузки, типам и масштабам неоднородности подстилающей поверхности. Первый полигон представляет собой группу песчаных барханов в аридной природной зоне, расположенную в окрестностях поселка Нарын-Худук, Республика Калмыкия (45.43 N, 46.47 Е, рис. 1а). Неоднородность свойств поверхности для него определяется главным образом микро- и мезорельефом (чередованием песчаных гряд с перепадов высот в несколько метров). Второй полигон представляет собой участок верхового болота в природной зоне таежных лесов на территории научно-исследовательского стационара Мухрино в Ямало-Ненецком Автономном округе (60.89 N, 68.68 E, рис. 1б). Неоднородность



**Рис. 2.** Фотография тепловизора FLIR Tau 2 (а) и измерительного комплекса на базе квадрокоптера DJI Mavic 2 Zoom с подвесом компании Drone Experts (б). Фото с сайта https://dronexpert.nl/en/.

свойств поверхности здесь определяется микрорельефом и тесно связанными с ним условиями увлажнения в пределах характерного для верхового болота грядово-мочажинного комплекса [Kupriianova et al., 2023]. Третий полигон охватывает район субарктического города Надым в Ямало-Ненецком автономном округе (65.53 N. 72.51 Е, рис. 1в) и представляет собой пример урбанизированной территории, где неоднородность поверхности определяется чередованием различных видов жилых и промышленных зданий, дорог, элементов городского озеленения, включая участок парка им. Е.К. Козлова [Варенцов и др., 2022; Sizov et al., 2022]. Четвертый полигон расположен на территории поселка Баренцбург на арктическом архипелаге Шпицберген в Норвегии (78.06 N, 14.21 E, рис. 1г). Здесь неоднородность свойств поверхности обуславливается большим набором природных и антропогенных факторов, включая расположение поселка на склоне в долине фьорда, наличие формам рельефа меньших масштабов, различные виды построек и другие антропогенно-измененные виды поверхности.

Измерения в Калмыкии выполнялись в июле 2021 г., в г. Надым – в августе 2021 г., в поселке Баренцбург – в сентябре 2021 г., в Мухрино – в июне 2022 г. Каждый из полигонов представляет собой близкую к прямоугольнику фигуру, длинна и ширина которой составляют несколько сот метров, а площадь порядка 10–20 га. Измерения для каждого из полигонов выполнялись в теплое время года в ходе полевых измерительных кампаний. На каждом из полигонов выполнялись серии измерений различной временной протяженности, в настоящем исследовании рассмотрены наиболее показательные примеры из этих серий. Для первого

полигона доступны результаты измерений только для дневных условий, для остальных полигонов — для контрастных дневных и ночных условий.

# МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Нами использован измерительный комплекс на базе квадрокоптера DJI Mavic 2 Zoom с установленным тепловизором Flir TAU2R (рис. 2). Для установки тепловизора на квадрокоптер использован подвес производства голландской компании DroneExpert (https://dronexpert.nl/en/), стабилизирующий положение тепловизора относительно земли. Для подачи питания для тепловизора и его подвеса на корпус квадрокоптера выведен дополнительный разьем (монтаж выполнен сотрудниками компании DroneExpert). Используемая модификация тепловизора Flir TAU2R имеет размер матрицы 336 × 256 пикселей, размер пикселя 17 мкм, фокусное расстояние 9 мм, угол обзора 35°. Тепловизор работает в спектральном диапазоне 7.5–13.5 мкм.

Для получения детализированных данных о пространственном распределении яркостной температуры поверхности использован метод построения ортомозаик, широко применяемый в современной геодезии и картографии. Он заключается в получении набора снимков в ходе пролета квадрокоптера над полигоном по заранее спланированному маршруту, обеспечивающему заданный уровень перекрытия снимков, и последующее объединение (сшивку) снимков в специальном программном обеспечении (ПО). Для планирования маршрута использовано ПО DJI GS Рго. Параметры полетного задания подбирались таким образом, чтобы обеспечить съемку полигона с достаточным уровнем перекрытия (не менее



**Рис.** 3. Схема алгоритма коррекции. Цифры в круглых скобках советуют номеру уравнения в тексте. Пунктиром выделены этапы опциональные коррекции, необходимость которых определяется экспертным образом для каждой съемки.

50%) на одном аккумуляторе. Для корректного определения уровня перекрытия, при планировании полетного задания параметры камеры явно прописывались в ПО GS Pro. Далее квадрокоптер выполнял полет по спланированному маршруту в автоматическом режиме, без участия оператора в управлении. Управление тепловизором в нашем случае не синхронизировано с управлением квадрокоптером, поэтому перед взлетом на тепловизоре включалась серийная съёмка с максимально возможной частотой 1 раз в секунду. Для рассматриваемых полигонов съемка выполнялась с высоты от 100 до 160 м, зависящей от площади полигона. Это обеспечивало пространственное разрешение получаемых снимков в диапазоне от 15 до 30 см. Время выполнения съемки полигона во всех случаях составляло порядка 10—12 мин.

Принцип действия тепловизора основан на преобразовании инфракрасного теплового излучения в электрический сигнал, который усиливается и затем воспроизводится на ЖК-экране в виде цветной картины распределения температуры [Афонин и др., 2000; Госсорг, 1988]. Современные тепловизоры в своей работе используют матричные фотоприемники (матрицы ПЗС-датчиков), дающие сразу полное изображение температурного поля объекта. При этом следует учитывать, что тепловизионная камера измеряет не

температурное поле исследуемого объекта, а яркостную температуру в ИК области, которая связана с тепловым потоком, излучаемым телом по закону Стефана-Больцмана. Реальная температура вычисляется по формуле:  $T = T_{sp} / \sqrt[4]{\varepsilon_T}$ , где  $\varepsilon_T$  – интегральный коэффициент излучательной способности или черноты, который зависит от теплофизических свойств поверхности, ее геометрии, угла визирования, шероховатости и прочих сложноопределимых параметров. При этом считается, что изучаемая поверхность является "серой", то есть коэффициент черноты постоянен во всем диапазоне волн. При тепловизионной сьемке коэффициент излучения задается пользователем в меню тепловизора, и тот факт, что различные поверхности, попадающие в поле зрения прибора, могут обладать различным коэффициентом черноты, не учитывается.

Результатом съемки тепловизионной камерой является серия снимков, каждый из которых сохраняется в отдельный графический файл в формате JPEG. Сохраненное изображение — визуализация поля автоматически рассчитанной яркостной температуры на основе предустановленной цветовой шкалы. Для получения точного значения яркостной температуры в каждом пикселе необходимо обратиться к дополнительной информации, записанной внутри того же графического файла в формате EXIF (Exchangeable Image File Format). Чтение EXIF-данных осуществлялось при помощи ПО EXIFTool и Matlab, после чего в Matlab рассчитывалась яркостная температура для каждого пикселя выбранного снимка по следующей формуле:

$$T = \frac{B}{\ln\left(\frac{R_1}{R_2(S+O)+F}\right)} - 273.15,$$
 (1)

где T – яркостная температура (°С), *B*,  $R_p$ ,  $R_2$ , *O*, F – параметры, характеризующие спектральные свойства излучения, S – измеренное камерой излучение, скорректированное на излучательную способность поверхности:

$$S = \frac{S_0 - S_{RAT} \left( 1 - \varepsilon \right)}{c}, \qquad (2)$$

 $\mathcal{E}$  где  $S_0$  – измеренное камерой излучение,  $S_{RAT}$  – отраженное от объекта съемки излучение других объектов и атмосферы (RAT – Reflected Apparent Temperature),  $\varepsilon$  – коэффициент излучательной способности (коэффициент черноты) поверхности объекта съемки.

Указанные в формулах параметры для каждого снимка считываются из его EXIF-данных:  $S_0$ и  $S_{RAT}$  (в EXIF-данных записана температура *RAT*, из которой можно получить  $S_{RAT}$ , подставив *RAT* в формулу 1 вместо *T*) – для каждого пикселя, *B*,  $R_1$ ,  $R_2$ , *O*, *F*,  $\varepsilon$  – для всего снимка. При всех описываемых далее съемках коэффициент излучательной способности  $\varepsilon$  принимался равным 1.

После расчета яркостной температуры матрица ее значений сохраняется в виде одноканального изображения в формате TIFF, в каждый пиксель которого записывается соответствующее значение температуры. Таким образом получается перейти от графических файлов, визуализирующих поле температуры, к файлам с точными числовыми значениями, что необходимо для дальнейшей обработки данных.

Параллельно производится геопривязка инфракрасных снимков с помощью данных из полетных записей (flightlog) квадрокоптера. По времени съемки кадра определяются пространственные координаты дрона в этот момент времени: широта, долгота, высота над поверхностью земли и углы вращения. Между настройками времени квадрокоптера и инфракрасной камеры может возникать расхождение в несколько секунд, поправка на это вводится отдельно для каждой серии снимков. После определения координат проводится отсеивание лишних снимков серии кадров, снятых во время взлета, движения к точке начала маршрута, возвращения от точки конца маршрута, посадки. В итоге остаются только снимки, сделанные дроном во время съемки полигона, и сохраняется таблица (CSV-файл), в которой для каждого снимка маршрута указываются пространственные координаты съемки, необходимые для дальнейшего объединения снимков.

В ходе работы с результатами тепловой съемки выяснилось, что регистрируемые тепловизором ИК снимки могут содержать артефакты и аппаратные погрешности, требующие коррекции при обработке данных. Можно выделать следующие виды таких погрешностей:

1. Резкое (обычно на 1-3 °C) изменение средней по снимку яркостной температуры между последовательными снимками, происходящие в произвольные моменты времени (обычно несколько раз за съемку). С учетом того, что съемка велась с частотой 1 с и значительным перекрытием, можно с уверенностью говорить о том, что та-



Рис. 4. Пример применения алгоритма коррекции к данным съемки поверхности верхового болота в районе станции Мухрино вечером 17 июня 2022 г.: (а) временной ряд исходных значений температуры (цветные кривые на графике, цвет соответствует полосе сканирования на рис. 6) и значений, скорректированных на этапе алгоритма № 1 (сверху), временной ряд разности температуры между соседними точками (снизу); (б) идентифицированные полосы сканирования переходы между полосами; (в) зависимость температуры от положения вдоль полос сканирования и результаты ее аппроксимации локально-линейной регрессией на этапе алгоритма № 3.

кие изменения связаны не с изменением температуры поверхности или внешних условий, а с особенностями работы прибора.

2. Изменение регистрируемой тепловизором яркостной температуры при изменении ориентации квадрокоптера относительно сторон света или при изменении его наклона в солнечную погоду. Это приводит к появлению систематических различий между измерениями на соседних полосах сканирования (на которых направление движения квадрокоптера различается на 180°). Подобные проблемы ранее отмечались и в других работах [Kelly et al., 2019; Malbéteau et al., 2021]. Они объясняются отсутствием у используемых моделей тепловизоров систем стабилизации внутренней температуры и чувствительностью результатов измерений к изменениям интенсивности солнечного нагрева и аспирации (что обычно происходит при изменении направления движения квадрокоптера).

Для устранения подобных артефактов предложен алгоритм коррекции, состоящий из нескольких этапов (рис. 3). На всех этапах анализируются и корректируются значения средней температуры каждого снимка  $T_i$ . На первом этапе осуществляется коррекция резких скачкообразных изменений температуры соседних снимков. Для этого вначале рассчитываются разности значений средних температур соседних снимков  $\Delta T_i = T_i - T_{i-1}$ , и характеристики статистического распределения их значений  $\Delta T$ , и на основе критерия трех сигм определялись выбросы в ряду значений  $\Delta T$ :

$$|\Delta T_i| > 3\sigma(\Delta T). \tag{3}$$

В случае выполнения такого критерия температура данного и последующего снимков корректируется следующим образом:

$$T_k^{new} = T_k - \Delta T_i$$
, где  $k \ge i$ . (4)

Операция (4) далее повторятся для всех выбросов, в результате получается временной ряд скорректированных значений  $T^{C0}$ . За счет накопленной суммы значений  $\Delta T_i$  возможно смещение среднего значения температуры временного ряда, поэтому далее необходима коррекция смещения среднего:

$$T_i^{C1} = T_i^{C0} - \left(\overline{T^{C0}} - \overline{T}\right),\tag{5}$$

где вертикальная черта обозначае́т осреднение по всему временному ряду. Опционально после этого также возможно удаление из ряда данных линейного тренда. Работу первого шага алгоритма коррекции иллюстрирует пример на рис. 4а.

Следующий шаг коррекции направлен на устранения систематических различий между соседними полосами сканирования съемки исходя из предположения о малых различиях их температуры ввиду значительного перекрытия. Ранее в работе [Malbéteau et al., 2021] предложена идея корректировать различия средних температур соседних полос, мы же допускаем возможность непостоянства коррекции вдоль полосы. Полосы сканирования идентифицируются на основе данных о направлении движения дрона (рис 4б). Коррекция для *i*-й точки задана следующим образом:

$$T_i^{C2} = T_i^{C1} - \frac{1}{2w+1} \sum_{j=i-w}^{i+w} T_j^{C1} - \frac{1}{2} \left( T_{prevj}^{C1} - T_{nextj}^{C1} \right), (6)$$

где  $T_{prev}^{C1}$  и  $T_{next}^{C1}$  – средние значения температуры для *n* точек, входящих соответственно в предшествующую и следующую полосы сканирования, ближайших к *i*-ой точке (в текущем исследовании задается *n*=3), оператор суммирования обеспечивает сглаживание бегущим средним с параметром w = 2 и шириной окна 2w + 1 = 5.

Третий шаг коррекции заключается в исключении систематической зависимости регистрируемой температуры от положения квадрокоптера относительно полосы сканирования:

$$T_{i}^{C3} = T_{i}^{C2} - \left(f(x_{i}) - \overline{T^{C2}}\right), \tag{7}$$

где f — функция, аппроксимирующая зависимость температуры от расстояния вдоль полосы сканирования полета  $x_i$  (отсчитываемого для нечетных полос от их начала, для четных — от конца), горизонтальная черта обозначает осреднение по всему ряду. В текущем исследовании в качестве функции f использована локально-линейная регрессия (модель LOWESS) с относительной шириной окна, равной 0.5. Пример такой аппроксимации показан на рис. 4в. В случае, если полученная аппроксимация хорошо описывает зависимость температуры от положения вдоль полосы, она применяется для коррекции температуры. Опыт показал, что данный шаг коррекции актуален при условии выполнения съемки в дневное время в солнечную погоду.

В результате работы алгоритма коррекции рассчитываются значения поправок для каждого снимка  $c_i = T_i^C - T_i$ , где  $T^C$  – ряд скорректированных значений после второго или третьего этапов коррекции. Далее эти поправки прибавляются к растрам яркостной температуры соответствующих снимков. Подразумевается, что в пределах отдельно взятого снимка значение поправки не меняется. Скорректированные растры сохраняются в виде одноканальных изображений в формате TIFF.

Построение карты температуры поверхности всего полигона производится объединением скорректированных снимков с использованием программного обеспечения Agisoft Metashape. Вначале в программу импортируются одноканальные TIFF-изображения со значениями скорректированной температуры поверхности, полученные ранее, а также CSV-файл с геопривязкой каждого изображения. В настройках программы указываются параметры инфракрасной камеры (абсолютный размер пикселя в мм, фокусное расстояние в мм) и производится трансформация канала со значениями температуры в изображение для визуализации результатов сшивания снимков. Далее производится выравнивание снимков с учетом их геопривязки - программа уточняет позиции снимков друг относительно друга, ищет на них общие точки и составляет общее разреженное трехмерное поле точек на основе всех снимков. Далее строится плотное облако точек, а на его основе трехмерная полигональная модель поверхности, необходимая для построения ортомозаики – изображения поверхности (в нашем случае температуры поверхности), сшитого из множества отдельных снимков и спроектированного на плоскую горизонтальную поверхность. Результаты промежуточных этапов сшивания снимков и построения ортомозаики представлены на рис. 5. Полученная ортомозаика в виде геопривязанного поля значений температуры поверхности экспортируется в одноканальный GeoTIFF-файл,

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА то



**Рис. 5.** Результаты различных этапов сшивания изображений температуры поверхности и построения ортомозаики в Agisoft Metashape: геопривязка изображений (а), разреженное облако точек (б), плотное облако точек (в), ортомозаика (г).

который далее может быть, например, импортирован в какую-либо ГИС для уточнения привязки и дальнейшей обработки или визуализирован множеством различных программ.

Из-за погрешностей геопривязки отдельных снимков и неточностей процедуры их совмещения получаемые тепловые ортомозаики могут быть иметь смещения и искажения относительно друг друга и объектов на земной поверхности. Для устранения таких смещений осуществляется коррекция геопривязки тепловых ортомозаик в геоинформационной системе QGIS. При помощи модуля georeferencer GDAL на одноканальном тепловом растре вручную отмечаются реперные точки, после чего они фиксируются на плане местности, таким образом задается соответствие между элементами поля температуры и точками в пространстве с известными координатами. В роли плана местности в зависимости от полигона использовались либо подробные ортофотопланы территории, либо спутниковые снимки из открытых источников. Используемый модуль поддерживает разные алгоритмы географической привязки растра и ресемплинга. Для уточнения геопривязки тепловых ортомозаек выбран алгоритм на основе полинома второй степени, ресемплинг осуществлялся средствами линейной интерполяции.

Полигон	Дата и время суток	Среднее значение, °С	Стандартное отклонение, °С	Разность 99-го и 1-го перцентилей, °С	
Барханы	Утро (рис. 7а)	38.0	2.3	10.3	
(Нарын-Худук)	День (рис. 7б)	55.5	2.9	11.8	
	Ночь (рис. 7в)	11.9	2.1	9.0	
Верховое болото (Мухрино)	День (рис. 7г)	26.8	2.1	9.1	
(injapinio)	Вечер (рис. 6г)	25.1	1.7	7.2	
Городская среда	Ночь (рис. 8а)	9.1	2.6	12.4	
(Надым)	День (рис. 8б)	23.7	7.2	30.7	
Городская среда	Ночь (рис. 8в)	0.5	1.7	7.2	
(Баренцбург)	День (рис. 8г)	8.0	3.3	14.6	

Таблица 1. Статистические характеристики изменчивости яркостной температуры поверхности в пределах рассматриваемых полигонов по данным тепловой съемки с квадрокоптера

# РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На всех рассматриваемых полигонах массивы исходных данных содержали перечисленные выше артефакты, но их устранение оказывалось возможным средствами предложенного алгоритма коррекции. Его применение позволило устранить необъяснимые с физической точки зрения артефакты, такие как резкие скачки температуры, полосы в получаемых ортомозаиках, а также наличие и крупномасштабного градиента (плавное изменение температуры от одного края полигона к другому), что демонтирует пример для полигона на станции Мухрино (рис. 6). При этом применение алгоритма коррекции ожидаемо уменьшает характеристики статистической изменчивости температуры в пределах полигона. Для показанного на рис. 6 примера по мере применения шагов алгоритма коррекции стандартное отклонение температуры уменьшается с 3.2 до 1.4 °C, а разность между 1-м и 99-м перцентилями – с 16.1 до 7.2 °С.

Безусловно, возникает вопрос об объективной проверке адекватности алгоритма коррекции сравнением скорректированных результатов измерений с альтернативными способами оценки неоднородности температуры поверхности. На текущий момент такая задача не решена ввиду сложности и неоднозначности сравнения различных подходов измерения температуры поверхности. В перспективе для ее решения планируется привлечь данные измерений ручных ИК-радиометров, контактных термодатчиков и спутниковые тепловые снимки высокого разрешения.

Выполненные измерения позволяют проанализировать и сравнить закономерности пространственной изменчивости яркостной температуры поверхности для различных ландшафтов и в различное время суток. Для аридного полигона основной вклад в термическую неоднородность вносит чередование склонов дюн различной экспозиции. Утром (08:25 по местному времени) контрасты между освещенными (восточными) и теневыми (западными) склонами дюн достигают 10 °С (рис. 7а). Масштаб элементов неоднородности определяется размером дюн и составляет в нашем случае десятки метров. За пределами зоны барханов структура термической неоднородности резко меняется – там она определяется отдельными элементами аридной растительности и более мелкими формами рельефа. Результаты съемки в тот же день на пике дневного прогрева демонстрируют схожие закономерности (рис. 7б). В этом случае хорошо заметны различия в площади теплых и холодных элементов термической неоднородности: наиболее высокие температуры локализованы на вершинах дюн, склоны и ложбины холоднее. Статистические характеристики изменчивости температуры в пределах полигона утром и днем близки: стандартное отклонение температуры  $\sigma(T)$  составляет 2.0 и 2.3 °С утром и днем соответственно, разности между 99-м и 1-м перцентилями  $\Delta P_{99-1}(T)$  составляют 10 и 11.3 °С (табл. 1).

Для болотного полигона термическая неоднородность поверхности выражена не менее ярко, чем для барханов, при ином механизме ее формирования. Как и для барханов, ключевую роль в этом играет рельеф, но не через экспозицию склонов, а через увлажненность. Температура поверхности болота влияет на рост наземной растительности (мхи, кустарники и др.), формиро-

2024

вание микроклимата и является ключевым фактором, контролирующим многие биотические и абиотические процессы, протекающие в почвах (торфяных, минеральных): разложение и минерализацию органического вещества почв, эмиссию парниковых газов, выделение растворенного органического углерода [Головацкая и др., 2008; Молчанов, 2015]. Режим увлажнения отдельных элементов болотного ландшафта напрямую зависит от его высоты над уровнем воды [Киселев и др., 2019]. Поэтому деятельный слой возвышенных элементов микроландшафта – болотных гряд – оказывается значительно суше и имеет меньшую теплоемкость по сравнению с более низкими участками – мочажинами и топями. Следовательно, в условиях ночного радиационного выхолаживания болотные гряды остывают значительно мочажин и топей, а днем, напротив, медленнее нагреваются. По данным выполненных измерений контрасты яркостной температуры между грядами и мочажинами ночью (23:30 по местному времени) достигают 5-10 °C, при этом наиболее теплыми оказываются участки открытой воды в топях (рис. 7в). Днем (11:25) наблюдаются сравнимые по величине контрасты противоположного знака, при этом минимумы температуры характерны для открытой воды, максимумы – на южной стороне болотных гряд, наименее затененной деревьями и кустарниками (рис. 7г). Статистические характеристики термической неоднородности полигона в ночных и дневных условиях для рассматриваемых примеров почти совпадают:  $\sigma(T)$  составляет 2.1 °C,  $\Delta P_{\alpha \alpha - 1}(T)$  – около 9 °C. В переходное время суток термические контрасты между различными типами ландшафтов уменьшаются, а вместе с ними ослабевает термическая однородность территории в целом, что показывает пример для вечерних условий на рис. 6г (для этого примера  $\sigma(T)$  составляет 1.7 °C,  $\Delta P_{99-1}(T) - 7.6$  °C).

Результаты съемок для г. Надым и пос. Баренцбург позволяют получить представление о термической неоднородности антропогенно-измененных городских ландшафтов (рис. 8). Полигон в Надыме особенно показателен, поскольку позволяет сравнить городской парк и район с плотной застройкой, представленной жилыми, административными и промышленными зданиями. Парк и застроенная территория сильно различаются по характеру термической неоднородности. Ночью территория парка достаточно однородна, прослеживаются лишь слабые различия между более теплыми кронами деревьев и более холодной поверхностью. Застроенная территория более неоднородна. Во-первых, искусственные поверхности (стены и крыши зданий, заасфальтированные дороги и тротуары) в целом теплее естественных вследствие их способности первых более эффективно поглощать тепло в течение дня. При этом хорошо прослеживается эффект "тепловой след" вокруг зданий. Он обусловлен переизлучением длинноволновой радиации между стенами зданий и поверхностью земли и играет важную роль в формировании характерных особенностей городского микроклимата. Максимальная температура поверхности дорог наблюдается на узких улицах в северной части полигона, формирующих практически идеальные "городские каньоны" [Nunez, Oke, 1977]. Отдельные здания характеризуются аномально низкой яркостной температурой крыш, что, видимо, связано с низкой излучательной способностью их материалов. Например, металлические крыши могут иметь чрезвычайно низкую излучательную способность порядка 0.25 [Oke et al., 2017; Stewart et al., 2014]. В дневное время суток ключевым фактором термической неоднородности становится затенение поверхности зданиями и деревьями. Контрасты яркостной температуры между затененными и незатененными участками одной и той же поверхности могут достигать 20°С. Из-за совместного влияния перечисленных факторов городской полигон в Надыме выделяется на фоне остальных полигонов по статистическим характеристикам изменчивости температуры. Для дневных условий эти характеристики превосходят соответствующие значения для природных полигонов более чем в 3 раза:  $\sigma(T)$  и  $\Delta P_{99-1}(T)$  составляют 7.2 и 30.7 °C соответственно (табл. 1). Ночью неоднородность яркостной температуры в г. Надым также максимальна среди всех полигонов, но различия не столь велики:  $\sigma(T)$  и  $\Delta P_{99-1}(T)$  составляют 2.6 и 12.4 °С. Полигон в Надыме выделяется не только на фоне других полигонов из данной работы, но и на фоне литературных данных. Например, для урбанизированной территории в Майорке разность максимальной и минимальной яркостной температуры по данным тепловой съемки с БПЛА не превышала 18 °С [Garcia-Santos et al., 2019],



**Рис. 6.** Тепловые ортомозаики, построенные по исходным данным тепловой схемки (а) и по данным после применения первого (б) и второго (в) и третьего (г) шагов алгоритма коррекции для болотного полигона на территории исследовательской станции Мухрино вечером 17 июня 2022 г. (17:30). Снизу от каждой ортомозаики приведено среднее значение (mean), стандартное отклонение (std) и разность 99-го и 1-го перцентилей (IQR).

что меньше разности 99-го и 1-го перцентилей в Надыме.

Полигон в пос. Баренцбург сочетает виды термической неоднородности поверхности, обусловленные природными и антропогенными факторами. Ночью (23:45) наибольший вклад в наблюдаемую неоднородность вносит контраст между сушей и более теплым морем, а также рассмотренные ранее на примере Надыма факторы влияния застройки, включая "тепловые следы" вокруг зданий и различия излучательной способности искусственных материалов. Также прослеживается влияние высоты над уровнем моря. Участки естественной поверхности на удалении от зданий в западной части полигона на 2-3 °C холоднее, чем на склоне долины в западной части полигона, приподнятой над уровнем моря более чем на 100 м. Это ожидаемо, поскольку во время выполнения съемки наблюдалась ясная безветренная погода, способствующая радиационному выхола-

2024

Nº 3

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60





**Рис.** 7. Тепловые ортомозаики для природных полигонов: для зоны барханов в районе поселка Нарын-Худук (Калмыкия) по данным съемки утром (а) и днем (б) 22 июля 2021 г., для верхового болота на территории исследовательской станции Мухрино по данным съемки ночью (в) и днем (г) 16–17 июня 2022 г. Снизу от каждой ортомозаики приведено среднее значение (mean), стандартное отклонение (std) и разность 99-го и 1-го перцентилей (IQR). (а) Барханы, утро (22.07.2021, 08:25), (б) Барханы, день (22.07.2021, 14:15), (в) Верховое болото, ночь (16.06.2022, 23:30), (в) Верховое болото, день (17.06.2022, 11:25)

живанию и формированию приземной инверсии температуры. В дневных условиях (14:10) одним из важных факторов термической неоднородности поверхности становится экспозиция склонов. Несмотря на разнообразие факторов, усиливающих термическую неоднородность, ее статистические характеристики уступают надымскому полигону (табл. 1), что может быть связано как с более слабой инсоляцией, так и значительно меньшей озелененностью ландшафта. Скудная растительность здесь представлена преимущественно мхами, лишайникам, карликовыми кустарничками, отдельными видами злаковых трав [Мосеев и др., 2014], при этом значительные территории в поселке и его окрестностях полностью лишены растительности.



**Рис. 8.** Тепловые ортомозаики для полигонов с антропогенно-измененной поверхностью: для центральной части г. Надым (ЯНАО) по данным съемки ночью (а) и днем (б) 11 августа 2021 г., для территории пос. Баренцбург (архипелаг Шпицберген, Норвегия) по данным съемки ночью (в) и днем (г) 10 сентября 2021 г. Снизу или сбоку от каждой ортомозаики приведено среднее значение (mean), стандартное отклонение (std) и разность 99-го и 1-го перцентилей (IQR).

(а) г. Надым, ночь (11.08.2021, 01:00), (б) г. Надым, день (11.08.2021, 14:15), (в) пос. Баренцбург, ночь (10.09.2021, 23:45), (г) пос. Баренцбург, день (10.09.2021, 14:10)

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ И РЕКОМЕНДАЦИИ

В работе представлена разработанная авторами методика измерения температуры неоднородной подстилающей поверхности с использованием квадрокоптера и обработки получаемых данных, а также результаты ее апробации для различных неоднородных ландшафтов. Методика предполагает использование квадрокоптера DJI Mavic 2 Zoom, оборудованного тепловизором FLIR Tau 2 R, и включает следующие шаги: планирование маршрута полета над выбранным полигоном

в ПО DJI GS Pro, выполнение измерений, препроцессинг тепловых снимков и коррекцию аппаратных погрешностей, построение ортомозаик в ПО Agisoft Metashape. Методика такого типа не нова, однако, в отличие от предшествующих работ, нами дано подробное описание всех ее этапов, что облегчает их воспроизведение другими исследователями. Проведенная апробация предлагаемой методики в различных условиях позволяет рекомендовать ее для построения тепловых карт поверхности, в том числе для микроклиматических исследований.

2024

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3

Предложен оригинальный алгоритм коррекции аппаратных погрешностей, включая резкие случайные флуктуации регистрируемой тепловизором яркостной температуры, а также различий между полосами сканирования, возникающими из-за чувствительности регистрируемых значений к инсоляции и аспирации тепловизора. Подобные артефакты возникали на всех полигонах, вне зависимости от типа подстилающей поверхности и условий съемки. Тем не менее, предложенный алгоритм коррекции во всех случаях позволил значительно снизить их влияние на результирующие характеристики термической неоднородности. Снизить зависимость результатов от используемых методов коррекции в дальнейшем можно путем выполнения рекомендаций из работы [Kelly et al., 2019], в том числе путем увеличения времени на стабилизацию работы тепловизора перед полетом и установки дополнительной защиты тепловизора от солнечного нагрева и ветра.

Важным ограничением технического характера, выявленным по результатам апробации, стали случаи присутствия в пределах съемочных полигонов крупных термически-однородных или слабоконтрастных участков, соизмеримых по размеру с пространственным охватом отдельных снимков тепловизора. Такими поверхностями могут быть водные объекты, ледники, участки открытой почвы в условиях отсутствия солнечного освещения. Для таких поверхностей сложно идентифицировать контрольные точки, необходимые для совмещения отдельных изображений. В результате совмещение изображений выполняется с ошибками (как для территории парка в г. Надым ночью, рис. 8а) или оказывается вовсе невозможным (тогда для соответствующий области ортомозаики задается идентификатор отсутствия данных или используется интерполяция, как для водной поверхности на рис. 8в, г). Решение подобной проблемы возможно путем размещения на местности искусственных контрольных точек, например алюминиевых пластин [Nishar et al., 2016].

Для четырех рассматриваемых полигонов с помощью предлагаемой методики получены данные о термической неоднородности поверхности разрешением 15—30 см (при протяженности полигонов 300—500 м по каждой из сторон). На основе этих данных впервые получены однотипные взаимно сравнимые метрики термической неоднородности поверхности для ландшафтов четырех различных типов (песчаные барханы, верховое болото, городская застройка в субарктическом городе, сочетание естественных и антропогенных ландшафтов в Арктике) в дневное и ночное время суток. Для всех рассмотренных ландшафтов выявлена высокая степень термической неоднородности. Установлено, что тепловые контрасты могут достигать первых десятков °С на площади порядка 10-20 га как на фоне дневного прогрева, так и ночного выхолаживания поверхности. Дневные значения метрики термической неоднородности, как правило, превосходят ночные, однако в отдельных случаях могут иметь близкие с ними значения (например, для верхового болота). Среди рассмотренных ландшафтов, максимальная термическая неоднородность наблюдалась в озелененной городской среде субарктического г. Надым, причем в дневное время суток ее метрики почти в 3 раза превосходят аналогичные метрики для других полигонов.

Полученные результаты в очередной раз демонстрируют важность учета подсеточной термической неоднородности в параметризациях взаимодействия атмосферы с поверхности, используемых в численных моделях прогноза погоды и климата. Во всех рассмотренных примерах пространственный масштаб отдельных элементов неоднородности не превышает первые десятки метров, то есть речь идет о заведомо подсеточных эффектах для современных и перспективных моделей атмосферы. В рамках моделей деятельного слоя суши к настоящему времени разработаны параметризации различных типов поверхности, включая городскую застройку и болота. Однако не решенным остается фундаментальный вопрос о методах агрегирования потоков с контрастных типов подстилающей поверхности для рассмотренных конфигураций ее термической неоднородности, когда пространственный масштаб ее отдельных элементов не превышает первые десятки метров. Разработанная методика мониторинга и получаемые на ее основе термические карты, в сочетании с данными пульсационных измерений потоков тепла и влаги, в перспективе могут позволить более аккуратно оценить применимость существующих методов агрегирования потоков для различных видов неоднородных ландшафтов [Lee et al., 2017]. Кроме того, термические карты могут быть использованы для задания реалистичных граничных условий в вихреразрешающих моделях атмосферы, позволяющих явно учесть влияние такой неоднородности на структуру пограничного слоя атмосферы [Глазунов, Степаненко, 2015; Варенцов и др., 2022], что также будет способствовать решению задачи проверки и улучшения методов агрегирования потоков для неоднородных ландшафтов.

Предложенная методика позволяет получать температурные данные, соответствующие большей части требований по точности и разрешению, выдвигаемых задачей совершенствования параметризаций для моделей погоды и климата сформулированных во Введении. Под вопросом остается присутствие в данных измерений систематических, постоянных по пространству погрешностей, которые могут исказить градиенты температуры в приземном слое воздуха. В дальнейших исследованиях вопрос присутствия таких погрешностей будет исследован путем сравнения результатов измерений с БПЛА с данными эталонных контактных и радиометрических измерений. Однако даже в случае наличия таких погрешностей они могут быть скорректированы при наличие эталонных данных в отдельных точках в пределах полигона. Отдельным достоинством рассматриваемой методики является возможность получения экспериментальных данных о термической неоднородности поверхности с достаточно высоким временным разрешением, ограниченным лишь размером полигона, возможностями оборудования и операторов. У авторов уже имеется опыт выполнения подобных съемок раз в 3 ч в течение нескольких суток, представляется возможным выполнение съемок и раз в 1 ч. Результаты таких измерений позволяют анализировать суточный ход характеристик термической неоднородности и учитывать его при разработке параметризацией подсеточных процессов для моделей прогноза погоды и климата. Это выгодно отличает подобные измерения на фоне данных дистанционного зондирования Земли из космоса.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Разработка методики измерений и алгоритма обработки данных выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 21–17–00249. Экспедиционные работы на архипелаге Шпицберген выполнены в рамках темы госзадания

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

1022032200002-2-1.5.10. Экспедиционные работы на станции Мухрино выполнены при поддержке гранта Правительства Тюменской области в соответствии с программой Западно-Сибирского межрегионального научно-образовательного центра мирового уровня в рамках национального проекта "Наука". Анализ данных измерений на станции Мухрино выполнен при поддержке Российского научного фонда, проект № 22-47-04408. Авторы благодарны Д. Г. Чечину (ИФА РАН) за содействие в проведении измерений на станции Мухрино; О.Г. Чхетинни (ИФА РАН) за содействие в проведении измерений в республике Калмыкия; П.И. Константинову (МГУ имени М.В. Ломоносова) и А.В. Соромотину (ТюмГУ) за содействие в проведении измерений в г. Надым.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афонин А. В., Таджибаев А. И., Титков В. В. Инфракрасная термография в энергетике. Под ред. Ньюпорта Р.К., Таджибаева А.И. Т. 1. Основы инфракрасной термографии. СПб.: СПЭИПК, 2000. 240 с.
- Варенцов М. И., Грищенко М. Ю., Константинов П. И. Сопоставление наземных и космических разномасштабных температурных данных на примере городов Российской Арктики для зимних условий // Исследования Земли из космоса. 2021. Т. 2021. № 2. С. 64–76.
- Варенцов М. И., Репина И. А., Глазунов А. В., Самсонов Т. Е., Константинов П. И., Степаненко В. М., Артамонов А. Ю., Дебольский А. В., Печкин А. С., Соромотин А. В. Особенности пограничного слоя атмосферы г. Надыма по данным экспериментальных измерений и вихреразрешающего моделирования // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2022. № 6. С. 64–78.
- Глазунов А. В., Степаненко В. М. Вихреразрешающее моделирование стратифицированных турбулентных течений над неоднородными природными ландшафтами // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 4. С. 403–415.
- Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А., Ипполитов И.И., Кабанов М. В. Влияние ландшафтных и гидрометеорологических условий на эмиссию СО<sub>2</sub> в торфоболотных экосистемах // Доклады Академии Наук. 2008. № 4. С. 1–4.
- *Госсорг Ж.* Инфракрасная термография. Основы, техника, применение: пер. с франц. М.: Мир, 1988. 416 с.
- Киселев М. В. Воропай Н. Н., Дюкарев Е. А., Прейс Ю. И. Температурный режим осушенных и естественных болот в засушливые и переувлажненные годы // CITES'2019. 2019. С. 188–191.
- Курамагомедов Б. М., Алексеенко Н. А., Медведев А. А. Тепловая съемка с беспилотных летательных аппаратов в географических исследованиях // Orapёв-Online. 2015. Т. 24. № 65.

том 60 № 3 2024

- Молчанов А. Г. Газообмен сфагнума при различных уровнях поверхностных грунтовых вод // Экология. 2015. № 3. С. 182
- *Мосеев Д. С., Кряучюнгас В. В., Игловский С. А.* Флора некоторых районов западной части Шпицбергена в начале вегетационного периода // Arct. Environ. Res. 2014. № 3. С. 94–100.
- Репина И.А., Варенцов М.И., Чечин Д.Г., Артамонов А.Ю., Бодунков Н.Е., Калягин М.Ю., Живоглотов Д.Н., Шевченко А.М., Варенцов А.И., Куксова Н.Е., Степаненко В.М., Шестакова А.А. Использование беспилотных летательных аппаратов для исследования атмосферного пограничного слоя // Инноватика и экспертиза. 2020. Т. 2. № 30. С. 20–39.
- Тарасова М.А., Варенцов М.И., Степаненко В. М. Параметризации взаимодействия атмосферы с городской поверхностью: обзор и перспективы развития // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 2. С. 1–22.
- Чечин Д. Г., Артамонов А. Ю., Бодунков Н. Е., Живоглотов Д. Н., Зайцева Д. В., Калягин М. Ю., Кузнецов Д. Д., Кунашук А. А., Шевченко А. М., Шестакова А. А. Опыт исследования турбулентной структуры атмосферного пограничного слоя с помощью беспилотного летательного аппарата // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 5. С. 602–610.
- Шелехов А. П., Афанасьев А. Л., Шелехова Е. А., Кобзев А. А., Тельминов А. Е., Молчунов А. Н., Поплевина О. Н. Использование малоразмерных БПЛА для измерения турбулентности в атмосфере // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 5. С. 611–624.
- Шутко А. М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. М.: Наука, 1986. 190 с.
- Эткин В. С., Шарков Е. А. Возможности дистанционного исследования поверхности Земли при помощи радиофизических систем // Космические исследования земных ресурсов. М.: Наука, 1976. С. 99–105.
- Abolt C., Caldwell T., Wolaver B., Pai H. Unmanned aerial vehicle-based monitoring of groundwater inputs to surface waters using an economical thermal infrared camera // Opt. Eng. 2018.V. 57. № 5. P. 053113– 053113.
- Arola A. Parameterization of Turbulent and Mesoscale Fluxes for Heterogeneous Surfaces // J. Atmos. Sci. 1999. V. 56. № 4. P. 584–598.
- Avissar R., Pielke R. A. A Parameterization of Heterogeneous Land Surfaces for Atmospheric Numerical Models and Its Impact on Regional Meteorology // Mon. Weather Rev. 1989. V. 117. № 10. P. 2113–2136.
- Bartlett P.A., McCaughey J.H., Lafleur P. M., Verseghy D. L. A comparison of the mosaic and aggregated canopy frameworks for representing surface heterogeneity in the Canadian boreal forest using CLASS: a soil perspective // J. Hydrol. 2002. V. 266. № 1–2. P. 15– 39.
- Bellvert J., Zarco-Tejada P.J., Girona J., Fereres E. J.P.A. Mapping crop water stress index in a Pinot-noir

vineyard: comparing ground measurements with thermal remote sensing imagery from an unmanned aerial vehicle // Precision agriculture. 2014. V. 15. P. 361–376.

- Canisius F., Wang S., Croft H., Leblanc S. G., Russell H. A.J., Chen J., Wang R. A UAV-Based Sensor System for Measuring Land Surface Albedo: Tested over a Boreal Peatland Ecosystem // Drones. 2019. V. 3. № 1. P. 27.
- Chilson P. B., Bell T. M., Brewster K.A., Azevedo G. B.H. De Carr F. H., Carson K., Doyle W., Fiebrich C.A., Greene B. R., Grimsley J. L., Kanneganti S. T., Martin J., Moore A., Palmer R. D., Pillar-Little E.A., Salazar-Cerreno J.L., Segales A. R., Weber M. E., Yeary M., Droegemeier K. K. Moving towards a network of autonomous UAS atmospheric profiling stations for observations in the earth's lower atmosphere: The 3D mesonet concept // Sensors. 2019. V. 19. № 12.
- *Coll C., García-Santos V., Niclòs R., Caselles V.* Test of the MODIS land surface temperature and emissivity separation algorithm with ground measurements over a rice paddy // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2016. V. 54. № 5. P. 3061–3069.
- De Vrese P., Schulz J.-P., Hagemann S. On the Representation of Heterogeneity in Land-Surface– Atmosphere Coupling // Boundary-Layer Meteorol. 2016. V. 160. № 1. P. 157–183.
- Feng L., Tian H., Qiao Z., Zhao M., Liu Y. Detailed variations in urban surface temperatures exploration based on unmanned aerial vehicle thermography // IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens. 2019. V. 13. P. 204–216.
- Garcia-Santos V., Cuxart J., Jimenez M.A., Martinez-Villagrasa D., Simo G., Picos R., Caselles V. Study of Temperature Heterogeneities at Sub-Kilometric Scales and Influence on Surface-Atmosphere Energy Interactions // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2019. V. 57. № 2. P. 640–654.
- Ho H. C., Knudby A., Sirovyak P., Xu Y., Hodul M., Henderson S. B. Mapping maximum urban air temperature on hot summer days // Remote Sens. Environ. 2014. V. 154. P. 38–45.
- Kelly J., Kljun N., Olsson P.O., Mihai L., Liljeblad B., Weslien P., Klemedtsson L., Eklundh L. Challenges and Best Practices for Deriving Temperature Data from an Uncalibrated UAV Thermal Infrared Camera // Remote Sens. 2019. V. 11. P. 567.
- *Koster R. D., Suarez M. J.* A Comparative Analysis of Two Land Surface Heterogeneity Representations // J. Clim. 1992. V. 5. № 12. P. 1379–1390.
- Kraaijenbrink P. D.A., Shea J. M., Litt M., Steiner J. F., Treichler D., Koch I., Immerzeel W. W. Mapping surface temperatures on a debris-covered glacier with an unmanned aerial vehicle // Front. Earth Sci. 2018. V. 6. P. 64.
- Kral S. T., Reuder J., Vihma T., Suomi I., Haualand K. F., Urbancic G. H., Greene B. R., Steeneveld G. J., Lorenz T., Maronga B., Jonassen M. O., Ajosenpää H., Båserud L., Chilson P. B., Holtslag A. A.M., Jenkins A. D., Kouznetsov R., Mayer S., Pillar-Little E.A., Rautenberg A., Schwenkel J., Seidl A.W., Wrenger B. The innovative strategies for observations in the arctic

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 3 2024

atmospheric boundary layer project (ISOBAR) unique finescale observations under stable and very stable conditions // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2021. V. 102. № 2. P. E218–E243.

- Kupriianova I., Kupriianova I. V., Kaverin A. A., Filippov I. V., Ilyasov D. V., Lapshina E. D., Logunova E. V., Kulyabin M. F. The main physical and geographical characteristics of the Mukhrino field station area and its surroundings // Environmental Dynamics and Global Climate Change. 2023. V. 13. № 4. P. 215–252.
- Lee D. H., Park J. H. Developing inspection methodology of solar energy plants by thermal infrared sensor on board unmanned aerial vehicles // Energies. 2019. V. 12. № 15. P. 2928.
- Lee T. R., Buban M., Dumas E., Baker C. B. A new technique to estimate sensible heat fluxes around micrometeorological towers using small unmanned aircraft systems // J. Atmos. Ocean Technol. 2017. V. 34. № 9. P. 2103–2112.
- Li D., Bou-Zeid E., Barlage M., Chen F., Smith J. A. Development and evaluation of a mosaic approach in the WRF-Noah framework // J. Geophys. Res. Atmos. 2013a. V. 118. № 21. P. 11.918–11.935.
- Li Z. L., Tang B. H., Wu H., Ren H., Yan G., Wan Z., Trigo I. F., Sobrino J. A. Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives // Remote Sens. Environ. 2013b. V. 131. P. 14–37.
- Malbéteau Y., Johansen K., Aragon B., Al-Mashhawari S.K., McCabe M. F. Overcoming the Challenges of Thermal Infrared Orthomosaics Using a Swath-Based Approach to Correct for Dynamic Temperature and Wind Effects // Remote Sens. 2021. V. 13. № 16. P. 3255.
- Medvedev A., Telnova N., Alekseenko N., Koshkarev A., Kuznetchenko P., Asmaryan S., Narykov A. UAV-Derived Data Application for Environmental Monitoring of the Coastal Area of Lake Sevan, Armenia with a Changing Water Level // Remote Sens. 2020. V. 12. P. 3821.
- Molod A., Salmun H., Waugh D. W. A New Look at Modeling Surface Heterogeneity: Extending Its Influence in the Vertical // J. Hydrometeorol. 2003. V. 4. № 5. P. 810–825.
- Molod A., Salmun H., Waugh D. W. The Impact on a GCM Climate of an Extended Mosaic Technique for the Land–Atmosphere Coupling // J. Clim. 2004. V. 17. № 20. P. 3877–3891.
- Nishar A., Richards S., Breen D., Robertson J., Breen B. Thermal infrared imaging of geothermal environments and by an unmanned aerial vehicle (UAV): A case study of the Wairakei – Tauhara geothermal field, Taupo, New Zealand // Renew. Energy. 2016. V. 86. P. 1256–1264.
- Nunez M., Oke T.R. The Energy Balance of an Urban Canyon // J. Appl. Meteorol. 1977. V. 16. P. 11–19.
- *Oke T. R., Mills G., Christen A., Voogt J. A.* Urban Climates. Cambridge: Cambridge University Press, 2017. 509 c.
- Part IV: Physical Processes // IFS Documentation CY47R1. 2020. P. 1–228.

- Rautenberg A., Schön M., Berge K., Mauz M., Manz P., Platis A., Kesteren B., Suomi I., Kral S. T., Bange J. The Multi-Purpose Airborne Sensor Carrier MASC-3 for Wind and Turbulence Measurements in the Atmospheric Boundary Layer // Sensors. 2019. V. 19. № 10. P. 2292.
- Ryan J. C., Hubbard A., Box J. E., Brough S., Cameron K., Cook J. M., Cooper M., Doyle S. H., Edwards A., Holt T., Irvine-Fynn T., Jones C., Pitcher L. H., Rennermalm A. K., Smith L. C., Stibal M., Snooke N. Derivation of high spatial resolution albedo from UAV digital imagery: Application over the Greenland ice sheet // Front. Earth Sci. 2017. V. 5. № May. P. 1–13.
- Segales A. R., Greene B. R., Bell T. M., Doyle W., Martin J. J., Pillar-Little E.A., Chilson P. B. The CopterSonde: an insight into the development of a smart unmanned aircraft system for atmospheric boundary layer research // Atmos. Meas. Tech. 2020. V. 13. № 5. P. 2833–2848.
- Shelekhov A., Afanasiev A., Shelekhov E., Kobzev A., Tel'minov A., Molchunov A., Poplevina O. Low-Altitude Sensing of Urban Atmospheric Turbulence with UAV // Drones. 2022. V. 6. P. 61.
- Shelekhov A., Afanasiev A., Shelekhova E., Kobzev A., Tel'minov A., Molchunov A., Poplevina O. High-Resolution Profiling of Atmospheric Turbulence Using UAV Autopilot Data // Drones. 2023. V. 7. P. 412.
- Sizov O., Fedorov R., Pechkina Y., Kuklina V., Michugin M., Soromotin A. Urban Trees in the Arctic City: Case of Nadym // Land. 2022. V. 11. P. 531.
- Stewart I. D., Oke T. R., Krayenhoff E. S. Evaluation of the "local climate zone" scheme using temperature observations and model simulations // Int. J. Climatol. 2014. V. 1080. P. 1062–1080.
- Varentsov M., Stepanenko V., Repina I., Artamonov A., Bogomolov V., Kuksova N., Marchuk E., Pashkin A., Varentsov A. Balloons and Quadcopters: Intercomparison of Two Low-Cost Wind Profiling Methods // Atmosphere. 2021. V. 12. № 3. P. 380.
- Varentsov M., Konstantinov P., Repina I., Artamonov A., Pechkin A., Soromotin A., Esau I., Baklanov A. Observations of the urban boundary layer in a cold climate city // Urban Clim. 2023. V. 47. P. 101351.
- Wan Z. New refinements and validation of the collection-6 MODIS land-surface temperature/emissivity product // Remote Sens. Environ. 2014. V. 140. P. 36–45.
- Weng Q. Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: Methods, applications, and trends // ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. 2009. V. 64. № 4. P. 335–344.
- Yu W., Ma M. Scale mismatch between in situ and remote sensing observations of land surface temperature: Implications for the validation of remote sensing LST products // IEEE Geosci. Remote Sens. Lett. 2015. V. 12. № 3. P. 497–501.

# UAV-BASED MONITORING OF THE THERMAL STRUCTURE OF HETEROGENEOUS LANDSCAPES

# M. I. Varentsov<sup>1,2,\*</sup>, A. I. Varentsov<sup>1,2</sup>, I. A. Repina<sup>1,2,3</sup>, A. Yu. Artamonov<sup>2,3</sup>, I. D. Drozd<sup>1,2</sup>, A. E. Mamonotov<sup>2</sup>, V. M. Stepanenko<sup>1,2,3</sup>

<sup>1</sup>Research Computing Center, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, bld. 4, Moscow, 119234 Russia <sup>2</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Pyzhyovskiy per., 3, Moscow, 119017 Russia <sup>3</sup>Yugra State University, Chekhova str., 16, Khanty-Mansiysk, 628012 Russia

\*e-mail: mikhail.varentsov@srcc.msu.ru

The paper presents a technique for measuring the temperature of an inhomogeneous underlying surface using unmanned aerial vehicles (UAVs). To test the proposed technique, measurements over various landscapes are presented: dunes in an arid zone, a temperate swamp, a subarctic city, and a combination of natural and anthropogenic landscapes in the Arctic. A measuring complex based on a DJI Mavic 2 Zoom quadrocopter with an installed Flir TAU2R thermal camera was used. Methods for correcting emerging hardware errors have been developed. To obtain detailed data on the spatial distribution of the surface brightness temperature, the orthomosaic construction method was used. Thermal maps of surfaces with relief inhomogeneities (dunes), moisture inhomogeneity (swamps), urban areas in polar and subpolar conditions were obtained at different times of the day. It is shown that thermal contrasts can reach the first ten degrees within an area of = 10-20 ha, both against the background of daytime heating and nighttime cooling of the surface, and could have a significant effect on the spatial distribution of the heat transfer characteristics of the atmosphere and the underlying surface. The developed methods are recommended for constructing surface thermal maps using thermal imaging technology.

Keywords: surface temperature, unmanned aerial vehicles, heterogeneous surface, IR-radiation, heat exchange, microclimate