Том 60, Номер 4

ISSN 0002-3515 Июль–Август 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 4, 2024

Распространение без отражения внутренних волн в обменном течении мелкой двухслойной среды в канале переменного сечения	
С. М. Чурилов	411
Влияние внутренних гравитационных волн в атмосферном пограничном слое на измерения характеристик турбулентности пульсационным методом Д. В. Зайцева, М. А. Каллистратова, В. С. Люлюкин, Р.Д. Кузнецов, Д.Д. Кузнецов	430
Диагностика шквалов при прохождении через высотную метеорологическую мачту в г. Обнинск в 2014–2023 гг.	
Н. В. Вазаева, Л. К. Кулижникова, М. К. Мацкевич	441
Вертикальная структура течений в западной части моря Уэдделла <i>Р. З. Мухаметьянов</i>	459
Моделирование антропогенного потока тепла в течение отопительного периода в крупных городах России	450
В.А. Фролькис, И.А. Евсиков, А.С. Гинзбург	470
Сопоставление долговременных трендов и межгодовых вариаций содержания NO <sub>2</sub> в атмосфере по данным спутниковых (прибор OMI) и наземных спектрометрических измерений на станциях сети NDACC	
А. Н. Груздев, А. С. Елохов	485
Метод оценки наибольшего удельного потока метана с поверхности водохранилищ М. Г. Гречушникова, И.А. Репина, В. С. Казанцев, В.А. Ломов	505
Эмиссия метана и гидрологическая структура Зейского водохранилища в теплый период П. Н. Терский, С. Л. Горин, И. А. Репина, С. А. Агафонова, М. В. Зимин, В. П. Шестеркин, Ф. А. Щекотихин	516
Плотностные эффекты, обусловленные неоднородностью распределения минерализации воды различного генезиса в равнинных водохранилищах <i>А. П. Лепихин, Т. П. Любимова, А. В. Богомолов, Ю. С. Ляхин, Я. Н. Паршакова</i>	533
Изменчивость содержания и потоков метана в Рыбинском водохранилище по результатам натурных наблюдений в разные сезоны года В.А. Ломов, Н.Л. Фролова, В.А. Ефимов, И.А. Репина, Ли Чже, Янг Лю	545

## Vol. 60, No. 4, 2024

=

=

Reflectionless internal wave propagation in an exchange flow of shallow two-layer medium in a channel with variable cross-section <i>S. M. Churilov</i>	411
The influence of internal gravity waves in the atmospheric boundary layer on turbulence characteristics measured by the eddy covariance technique <i>D. V. Zaitseva, M. A. Kallistratova, V. S. Luyluykin, R. D. Kouznetsov, D. D. Kuznetsov</i>	430
Diagnostics of squeals passing through the Obninsk's high-altitude instrumental tower in 2014–2023 N. V. Vazaeva, L. K. Kulizhnikova, M. K. Matskevich	441
Vertical structure of currents in the western Weddell sea <i>R. Z. Mukhametyanov</i>	459
Modeling of anthropogenic heat fluxes during the heating period in major russian cities V. A. Frolkis, I. A. Evsikov, A. S. Ginzburg	470
Variations of the NO <sub>2</sub> content in the atmosphere according to satellite (omi) and ground-based spectrometric measurements at NDACC stations <i>A. N. Gruzdev, A. S. Elokhov</i>	485
Method for estimating the highest specific methane flux from the surface of reservoirs <i>M. G. Grechushnikova, I. A. Repina, V. S. Kazantsev, V. A. Lomov</i>	505
Methane emissions and hydrological structure of Zeya reservoir (Russia) in warm period <i>P. N. Terskii, S. L. Gorin, I. A. Repina, S. A. Agafonova, M. V. Zimin, V. P. Shesterkin, F. A. Shchekotikhin</i>	516
Density effects of different genesis in lowland reservoirs A. P. Lepikhin, T. P. Lyubimova, A. V. Bogomolov, Yu. S. Lyakhin, Ya. N. Parshakova	533
Variability of methane content and fluxes in the Rybinsk reservoir based on field observations in different seasons of the year <i>V. A. Lomov, N. L. Frolova, V. A. Efimov, I. A. Repina, Li Zhe, Yang Liu</i>	545

УДК 532.59:551.466

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ БЕЗ ОТРАЖЕНИЯ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ОБМЕННОМ ТЕЧЕНИИ МЕЛКОЙ ДВУХСЛОЙНОЙ СРЕДЫ В КАНАЛЕ ПЕРЕМЕННОГО СЕЧЕНИЯ © 2024 г. С. М. Чурилов

Институт солнечно-земной физики СО РАН, ул. Лермонтова, 126 А, Иркутск, 664033 Россия e-mail: churilov@iszf.irk.ru

Поступила в редакцию 28.02.2024 г. После доработки 05.04.2024 г. Принята к публикации 29.05.2024 г.

В линейном приближении рассматривается распространение длинных внутренних волн произвольной формы в стационарном течении мелкой двухслойной жидкости в узком канале переменного сечения. Скорости течения в слоях направлены противоположно. Показано, что есть три класса течений, в которых волны распространяются без отражения в обе стороны, и свойства таких течений подробно изучены. Путем детального анализа установлено, что только один из этих классов содержит регулярные течения, не ограниченные по протяженности, в то время как в двух других классах течения всегда ограничены (с одной или обеих сторон) сингулярностью. Обсуждаются возможности приложения полученных результатов и перспективы дальнейших исследований.

Ключевые слова: двухслойное обменное течение, канал переменного сечения, внутренние волны, распространение без отражения

DOI: 10.31857/S0002351524040019 EDN: JHOPCG

#### ВВЕДЕНИЕ

Внутренние волны (BB) – это неотъемлемая компонента волновых движений в стратифицированных средах, в том числе в океане, морях и внутренних водоемах [Миропольский, 1981; Морозов, 1985]. Они играют важную, а порой и ключевую роль во многих процессах, включая перенос энергии и перемешивание [Pedlosky, 2003; Sutherland, 2010]. В ряде случаев, в зависимости от конкретных условий (рельеф дна, характер изменения ширины канала или пролива и др.), ВВ могут распространяться без отражения и рассеяния на неоднородностях рельефа и течения (см., например, [Pelinovsky et al., 2019] и цитированную там литературу), т.е без потерь энергии. В таком случае влияние ВВ существенно усиливается.

Поиск «безотражательных» конфигураций рельефа и течения — довольно сложная задача. Поэтому на первый план здесь выходит анализ относительно простых моделей, особенно допускающих аналитическое исследование. Это необходимо для более глубокого понимания физики явления и крайне полезно для выработки интуиции. На сегодняшний день есть значительные достижения в изучении безотражательных конфигураций водоемов без течения [Талипова и др., 2009, 2011, 2013; Багаев и Пелиновский, 2016; Grimshaw et al., 2010; Pelinovsky et al., 2019]. Также начато исследование неоднородных двухслойных течений в каналах переменного сечения [Чурилов, 2022; Churilov, 2023, 2023а], но пока лишь таких, в которых скорости жидкости в слоях направлены в одну сторону.

Следует, однако, иметь в виду, что природные течения в каналах — это, в значительной мере, течения в проливах, соединяющих различные водоемы, в частности, моря между собой и с океаном. Зачастую эти течения носят обменный характер, когда вода из одного водоема (скажем, менее соленая) полностью или частично замещается водой из другого. Наиболее простой моделью в таком случае будет двухслойное течение с встречно направленными скоростями жидкости в слоях. Цель настоящей работы — изучить условия, при которых длинные ВВ малой амплитуды распространяются в подобных течениях без отражения. Термин «длинные BB» означает, что длина волны значительно больше глубины и ширины канала, но меньше его длины. Если учесть, что длина проливов обычно не превышает нескольких десятков километров, частоты таких волн велики по сравнению с параметром Кориолиса, поэтому влияние вращения Земли не учитывается.

В § 2 описана модель течения, дана математическая постановка задачи и выведены основные уравнения. § 3 посвящен анализу условий распространения ВВ без отражения и свойств удовлетворяющих им течений, а в § 4 обсуждаются полученные результаты и задачи дальнейшего исследования. Громоздкие формулы и вычисления вынесены в два приложения.

## МОДЕЛЬ ТЕЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ

Рассмотрим течение двухслойной среды со свободной верхней границей в приближении мелкой воды, считая жидкости в слоях однородными, идеальными и не смешивающимися. Пусть  $\rho_{1,2} = \text{const}$  и  $V_{1,2}(x,t)$  – плотности и скорости течения в верхнем (1) и нижнем (2) слоях, причем  $\rho_1 < \rho_2$  и их разность мала,  $\varepsilon^2 = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2 \ll 1$ , что соответствует условиям в природных водоемах. Исходим из уравнений Эйлера и сохранения вещества для каждого слоя (см., например, [Baines, 1984, 1995])

$$\frac{\partial V_{1,2}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{V_{1,2}^2}{2} + \frac{P_{1,2}}{\rho_{1,2}} \right) = 0,$$

$$\frac{\partial S_{1,2}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( S_{1,2} V_{1,2} \right) = 0,$$
(1)

где  $h_{1,2}(x,t)$  и  $S_{1,2}(x,t) = W(x)h_{1,2}(x,t)$  – глубины и площади поперечного сечения слоев (см. рис. 1). Давление определяется гидростатическими соотношениями

$$P_{1} = P_{a} + \rho_{1}g(B + h_{1} + h_{2} - z)\theta(B + h_{1} + h_{2} - z), \quad B + h_{2} < z < B + h_{1} + h_{2},$$

$$P_{2} = P_{a} + \rho_{1}gh_{1} + \rho_{2}g(B + h_{2} - z)\theta(B + h_{2} - z), \quad B \le z < B + h_{2},$$
(2)

где  $P_a = const$  — атмосферное давление на свободной поверхности, g — ускорение силы тяжести, координата z отсчитывается вверх от некоторого горизонтального уровня, B = B(x) — возвышение дна над этим уровнем, а  $\theta(Z)$  — единичная ступенчатая функция. Подставляя (2) в (1), получим

$$\frac{\partial V_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{V_1^2}{2} + g(B + h_1 + h_2) \right] = 0,$$
  
$$\frac{\partial V_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{V_2^2}{2} + g(B + \frac{\rho_1}{\rho_2} h_1 + h_2) \right] = 0, \quad (3)$$

И

$$\frac{\partial h_{1,2}}{\partial t} + \frac{1}{W} \frac{\partial}{\partial x} \left( W h_{1,2} V_{1,2} \right) = 0, \qquad (4)$$

а вычитание второго уравнения (3) из первого дает

$$\frac{\partial}{\partial t}(V_1 - V_2) + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{V_1^2 - V_2^2}{2} + \varepsilon^2 g h_1\right) = 0.$$
 (5)

Скорость распространения длинных BB в двухслойной среде (без течения, см., например, [Pelinovsky et al., 2019]) мала,

$$s = \varepsilon \left( \frac{gh_1h_2}{h_1 + h_2} \right)^{1/2} = O(\varepsilon),$$

поэтому с целью фильтрации быстрых движений среды (например, поверхностных гравитационных волн) считаем, что скорости  $V_{1,2}$  имеют тот же порядок величины, и перейдем к переменным (ср. с [Овсянников, 1979])

$$\tilde{t} = \varepsilon g^{1/2} t, \quad V_{1,2} = \varepsilon g^{1/2} \tilde{V}_{1,2},$$

опуская в дальнейшем тильды. В новых переменных вид уравнений (4) не изменится, уравнение (5) запишется как

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( V_1 - V_2 \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{V_1^2 - V_2^2}{2} + h_1 \right) = 0, \quad (6)$$

а первое уравнение (3),

$$\frac{\partial}{\partial x}(B+h_1+h_2)+\varepsilon^2\left(\frac{\partial V_1}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\frac{V_1^2}{2}\right)=0,$$

показывает, что в отсутствие нестационарных источников с точностью до членов  $O(\epsilon^2)$ 

$$B + h_1 + h_2 = h_0 = \text{const},$$
 или  $h_1(x,t) + h_2(x,t) = H(x) \equiv h_0 - B(x),$  (7)

так что, несмотря на нестационарное течение над неровным дном, в главном порядке полная глу-

бина течения H(x) не зависит от времени, а свободная поверхность горизонтальна. Уравнения



Рис. 1. Схема течения в канале. Пунктиром показана возмущенная граница раздела.

(4), (6) и (7) полностью описывают течение в принятом приближении.

В силу уравнений (4) и (6) параметры стационарного течения  $V_1 = U_1(x)$ ,  $V_2 = -U_2(x)$  и  $h_{1,2} = H_{1,2}(x)$  связаны законами сохранения потока жидкости в каждом слое,

$$\Phi_{1,2} = W(x)H_{1,2}(x)U_{1,2}(x) = \text{const}, \quad (8)$$

и аналогом уравнения Бернулли

$$U_2^2(x) - U_1^2(x) = 2[H_1(x) - H_0], \quad H_0 = \text{const.}$$
(9)

Течение можно определить, задав потоки  $\Phi_{1,2}$  и константу Бернулли  $H_0$ , а также любые две независимые функции, характеризующие течение,

например,  $U_1(x)$  и  $U_2(x)$  или  $H_1(x)$  и  $H_2(x)$ . Остальные три функции можно найти с помощью соотношений (8) и (9) (см. Приложение А). Далее считаем все функции W(x),  $H_{1,2}(x)$  и  $U_{1,2}(x)$ положительными. Обращение любой из них в нуль в некоторой точке означает выход за пределы применимости модели. Наша цель – используя методы, разработанные ранее для однонаправленных течений [Churilov, 2023, 2023а], найти условия, при которых BB распространяются вдоль границы раздела без отражения, несмотря на неоднородность канала и течения.

Для этого выведем уравнения для волн, наложив возмущения,

$$V_1(x,t) = U_1(x) + u_1(x,t), \quad V_2(x,t) = -U_2(x) - u_2(x,t),$$
  
$$h_1(x,t) = H_1(x) - \zeta(x,t), \quad h_2(x,t) = H_2(x) + \zeta(x,t),$$

и линеаризовав по ним уравнения (4) и (6). Получим

$$\frac{\partial}{\partial t}(u_1+u_2)+\frac{\partial}{\partial x}(U_1u_1-U_2u_2-\zeta)=0$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{W} \frac{\partial}{\partial x} [W(U_1 \zeta - H_1 u_1)] = 0, \quad \frac{\partial \zeta}{\partial t} - \frac{1}{W} \frac{\partial}{\partial x} [W(U_2 \zeta + H_2 u_2)] = 0$$

откуда, с учетом (7), следует, что

$$H_1 u_1 - H_2 u_2 - (U_1 + U_2)\zeta = 0.$$

Исключая  $u_1$ , приходим к уравнениям

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[ (\eta_1 + \eta_2) v_2 + \eta_1 (U_1 + U_2) \zeta \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[ (\eta_1 U_1 - \eta_2 U_2) v_2 + \eta_1 U_1 (U_1 + U_2) \zeta - \zeta \right] = 0, \quad (10)$$
$$\frac{\partial}{\partial t} (W\zeta) = \frac{\partial}{\partial x} \left[ W (U_2 \zeta + v_2) \right],$$

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

где

$$v_2(x,t) = H_2(x)u_2(x,t), \quad \eta_{1,2}(x) = \frac{1}{H_{1,2}(x)}$$

Введем две новые функции,  $\phi(x,t)$  и  $\phi(x,t)$  (ср. с [Churilov, 2023], уравнения (2.11))

$$\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \left[\eta_1(x) + \eta_2(x)\right] v_2(x) + \eta_1(x) \left[U_1(x) + U_2(x)\right] \zeta(x,t), \quad \frac{\partial \varphi}{\partial x} = W(x) \zeta(x,t), \quad (11)$$

и обозначения (ср. с [Churilov, 2023], уравнения (2.12), (2.13) и (2.14))

$$U(x) = \frac{\eta_1(x)U_1(x) - \eta_2(x)U_2(x)}{\eta_1(x) + \eta_2(x)} = \frac{H_2(x)U_1(x) - H_1(x)U_2(x)}{H_1(x) + H_2(x)},$$
(12)

$$D(x) = 1 - \frac{\eta_1(x)\eta_2(x)[U_1(x) + U_2(x)]^2}{\eta_1(x) + \eta_2(x)} = 1 - \frac{[U_1(x) + U_2(x)]^2}{H_1(x) + H_2(x)},$$
(13)

$$c^{2}(x) = \frac{D(x)}{\eta_{1}(x) + \eta_{2}(x)} \equiv \frac{H_{1}(x)H_{2}(x)}{H_{1}(x) + H_{2}(x)} \left(1 - \frac{\left[U_{1}(x) + U_{2}(x)\right]^{2}}{H_{1}(x) + H_{2}(x)}\right).$$
(14)

Подставив (11) в уравнения (10) и проинтегрировав их по x, получим

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + U(x)\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{D(x)}{W(x)}\frac{\partial \varphi}{\partial x}, \qquad \frac{\partial \varphi}{\partial t} + U(x)\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{W(x)}{\eta_1(x) + \eta_2(x)}\frac{\partial \varphi}{\partial x}.$$
(15)

Уравнения характеристик системы (15)

$$\frac{\mathrm{d}x}{\mathrm{d}t} = U(x) \pm c(x) \tag{16}$$

показывают, что она имеет гиперболический тип, если  $c^2(x) > 0$  (см. (14)), т.е. если перепад скоростей течения в слоях не слишком велик (ср. с [Овсянников, 1979; Armi, 1986]),

$$[U_1(x) + U_2(x)]^2 < H_1(x) + H_2(x) \equiv H(x), \quad (17)$$

и эллиптический тип, если  $c^2(x) < 0$ . Отметим, что неравенство, обратное (17), совпадает с критерием неустойчивости Кельвина–Гельмгольца (см., например, [Redekopp, 2001]). В интересующем нас гиперболическом случае U(x) и c(x)имеют физический смысл взвешенной разности скоростей течения в слоях и «эффективной» скорости распространения ВВ. В дальнейшем считаем, что неравенство (17) выполнено и c(x) > 0.

Из системы (15) нетрудно получить уравнения на каждую из функций  $\varphi(x,t)$  и  $\phi(x,t)$ :

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + U\frac{\partial}{\partial x} + \frac{D}{W}\left(\frac{UW}{D}\right)'\right]\left(\frac{\partial\phi}{\partial t} + U\frac{\partial\phi}{\partial x}\right) = \frac{D}{W}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{W}{\eta_1 + \eta_2}\frac{\partial\phi}{\partial x}\right),\tag{18}$$

И

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + U\frac{\partial}{\partial x} + \frac{W}{\eta_1 + \eta_2} \left(\frac{\eta_1 + \eta_2}{W}U\right)'\right] \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} + U\frac{\partial \phi}{\partial x}\right) = \frac{W}{\eta_1 + \eta_2} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{D}{W}\frac{\partial \phi}{\partial x}\right),\tag{19}$$

где штрих обозначает производную по *х*. Они в точности совпадают с уравнениями (2.15) статьи [Churilov, 2023], поэтому опустим промежуточные выкладки и приведем результат: функция  $\psi(x,t) = \varphi(x,t) / a(x)$  удовлетворяет паре эквивалентных уравнений

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial t} + [U(x) - c(x)] \frac{\partial}{\partial x} + U(x) \left( \frac{U'(x)}{U(x)} - \frac{c'(x)}{c(x)} \right) \right\} \left( \frac{\partial}{\partial t} + [U(x) + c(x)] \frac{\partial}{\partial x} \right) \psi \equiv \\ \equiv \begin{cases} \frac{\partial}{\partial t} + [U(x) + c(x)] \frac{\partial}{\partial x} + U(x) \left( \frac{U'(x)}{U(x)} - \frac{c'(x)}{c(x)} \right) \right\} \left( \frac{\partial}{\partial t} + [U(x) - c(x)] \frac{\partial}{\partial x} \right) \psi = 0, \end{cases}$$
(20)

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

если параметры течения связаны соотношением

$$\frac{da}{dx} = \frac{Ba^2(x)c(x)}{c^2(x) - U^2(x)} \equiv \frac{Bc^2(x)V(x)}{c^2(x) - U^2(x)}, \quad B = \text{const},$$
(21)

где

$$a(x) = [c(x)V(x)]^{1/2}, \quad V(x) = V_0 \left(\frac{U_1}{\Phi_1} + \frac{U_2}{\Phi_2}\right), V_0 = \text{const.}$$
 (22)

Уравнения (21) описывают распространение волн вдоль характеристик (16) без отражения, а их общее решение имеет вид

$$\psi(x,t) = \psi_1 \left( t - \int \frac{\mathrm{d}x}{U(x) + c(x)} \right) + \psi_2 \left( t - \int \frac{\mathrm{d}x}{U(x) - c(x)} \right). \tag{23}$$

В свою очередь, функция  $\chi(x,t) = a(x)\phi(x,t)$  удовлетворяет тем же уравнениям (20), но при другой связи между параметрами течения,

$$\frac{\mathrm{d}a}{\mathrm{d}x} = \frac{Cc(x)}{c^2(x) - U^2(x)}, \quad C = \mathrm{const},$$
(24)

и в этом случае тоже представляет собой суперпозицию волн произвольной формы,

$$\chi(x,t) = \chi_1 \left( t - \int \frac{\mathrm{d}x}{U(x) + c(x)} \right) + \chi_2 \left( t - \int \frac{\mathrm{d}x}{U(x) - c(x)} \right),\tag{25}$$

распространяющихся вдоль характеристик (16) без отражения. Как и в [Churilov, 2023], удобно положить в (22) константу  $V_0 = \Phi_1 \Phi_2 / (\Phi_1 + \Phi_2)$ . Тогда

$$V(x) = \mu_1 U_1(x) + \mu_2 U_2(x), \quad \mu_{1,2} = \frac{\Phi_{2,1}}{\Phi_1 + \Phi_2} = \text{const.}$$
 (26)

## АНАЛИЗ УСЛОВИЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВВ БЕЗ ОТРАЖЕНИЯ

В дальнейшем ограничимся для простоты рассмотрением сбалансированных обменных течений, в которых потоки жидкости в слоях одинаковы, т.е.

$$\Phi_1 = \Phi_2, \quad \text{или} \quad \mu_1 = \mu_2 = 0.5.$$
(27)

При этом соотношения между параметрами течения существенно упрощаются (см. Приложение А). Как видно из формул (А3),  $c^2(x) > 0$  в том случае, если  $H_0 - 2V^2(x) > 0$ , т.е. заведомо при  $H_0 > 0$ . Для упрощения дальнейших выкладок масштабируем глубины на  $H_0$ , а скорости на  $H_0^{1/2}$ , что эквивалентно выбору  $H_0 = 1$ .

Чтобы BB распространялись без отражения, параметры течения должны удовлетворять хотя бы одному из условий (21) и (24). Как и в предыду-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

щих работах, будем различать течения класса *A*, в которых

$$V(x)c(x) = \Pi = \text{const} > 0, \qquad (28)$$

т.е. выполняются *оба* условия (21) и (24), но с B = C = 0, а также течения класса B, для которых справедливо условие (21) с  $\mathcal{B} \neq 0$ , и течения класса C, подчиненные условию (24) с  $\mathcal{C} \neq 0$ .

#### Течения класса А

Общее решение уравнения (28) зависит от одной произвольной константы (П) и одной произвольной функции, в качестве которой удобно взять V(x), равную, при условии (27), половине сдвига скорости между слоями. Выражая  $c^2(x)$  через V и  $U_1$  с помощью (А3) и подставляя в (28), получим (напомним, что  $2V^2 < H_0 = 1$ )

А том 60 № 4 2024

$$U_1(x) = \frac{2\Pi^2}{V(x)\left[1 - 2V^2(x)\right]}, \quad U_2(x) = -2\frac{2V^4(x) - V^2(x) + \Pi^2}{V(x)\left[1 - 2V^2(x)\right]}$$

Видно, что  $U_2 > 0$  только в том случае, если

$$V_{-}^{2} < V^{2}(x) < V_{+}^{2}, \quad V_{\pm}^{2} = \frac{1}{4} \left[ 1 \pm \sqrt{1 - 8\Pi^{2}} \right], \quad \Pi^{2} < \frac{1}{8}.$$
 (29)

С помощью формул (А3) легко убедиться, что при выполнении этих неравенств  $c^2(x) > 0$  и  $H_{1,2}(x) > 0$ . Итак, течение класса A определяется заданием П и ограниченной неравенствами (29) положительной функции V(x). Зависимости параметров течения от V при различных значениях П показаны на рис. 2 и 3.

На каждом графике V изменяется в пределах, заданных неравенствами (29). На границах этого интервала  $U_2 \rightarrow 0$ , что сопряжено с неограниченным ростом глубины нижнего слоя

$$0 < V^{(-)} < V < V^{(+)}, \quad V^{(\pm)^2} = -$$

Случай  $\Pi = 0.25$  примечателен тем, что графики скоростей  $U_{1,2}(V)$  и c(V) пересекаются в одной точке, при V = 0.5, а  $H_1(V)$  и  $H_2(V)$ в этой точке касаются. Если  $\Pi > 0.25$ , глубина верхнего слоя при всех значениях V меньше глубины нижнего (рис. 3).

Таким образом, выбрав подходящее значение константы П и варьируя V(x) в пределах (29), можно получить большое разнообразие безотражательных течений, определенных на всей оси x. При этом скорости течения в слоях  $U_{1,2}(x)$  могут меняться в достаточно широких пределах по отношению как друг к другу, так и к скорости волн c.

#### Течения классов В и С

При изучении течений классов *B* и *C* их параметры удобно выражать через глубину канала H(x) и глубину верхнего слоя  $H_1(x)$  (см. Приложение А, формулы (А4)). Допустимая область изменения параметров (ДО) определяется условием положительности  $H_{1,2}$ ,  $U^2$ ,  $V^2$  и  $c^2$ , что равносильно одновременному выполнению неравенств

$$0 < H_1 < H, \quad \frac{H_1 - 1}{2H_1 - H} > 0, \quad \frac{2 - H}{2H_1 - H} > 0.$$
 (30)

 $H_2$  и полной глубины канала H. Сравним скорости течения  $U_{1,2}$  со скоростью волн c. Легко показать, что  $U_1 > c$  при любых значениях V, если  $1/3 < \Pi < 1/\sqrt{8}$  (рис. 3, нижняя часть). При меньших значениях  $\Pi$ ,  $0 < \Pi < 1/3$ , кривые  $U_1(V)$  и c(V) пересекаются, и  $U_1 < c$ , если  $V < V_1 = \sqrt{0.5 - \Pi}$  (рис. 2 и рис. 3, верхняя часть). Скорость  $U_2 < c$  при любом V, если  $\Pi > (\sqrt{8} - 1) / 7 \approx 0.261204$ , а если  $\Pi$  меньше,  $U_2 > c$ , когда Vлежит в интервале (см. рис. 2)

$$^{(\pm)^2} = \frac{1}{4} \Big( 1 + \Pi \pm \sqrt{1 - 2\Pi - 7\Pi^2} \Big).$$

Соответствующая им ДО состоит из треугольника и полосы ( $0 < H_1 < 1; 2 < H$ ) (рис. 4), на границах которых принятая модель течения становится неприменима.

Параметры течений класса В должны удовлетворять уравнению (21) с  $B \neq 0$ , а течений класса C – уравнению (24) с  $\mathcal{C} \neq 0$ . Эти уравнения становятся сингулярными на границах ДО, при V = 0, когда в нуль обращаются обе скорости,  $U_1(x)$  и  $U_2(x)$ , а ширина канала W(x) неограниченно растет, и при c = 0, когда нарушается условие гиперболичности (17). Стандартный анализ (см. [Churilov, 2023, 2023а] и Приложение В) показывает, что в обоих классах c = 0 может быть достигнуто только асимптотически, при  $x \to \infty$ , в то время как V = 0 достигается асимптотически в классе B и при конечном x в классе C. Кроме того, есть две сингулярные линии внутри ДО, которые достигаются при конечных x в обоих классах. Это  $U(H_1, H) = c(H_1, H)$  и еще одна особенность, связанная с устройством функции  $a(H_1, H)$ ; они анализируются в основном тексте.

Перепишем уравнения (21) и (24) в виде

$$\frac{\mathrm{d}a^4}{\mathrm{d}x} = \frac{4\mathcal{B}c^{7/2}(x)V^{5/2}(x)}{c^2(x) - U^2(x)} \equiv \widetilde{\mathcal{R}}_B, \qquad \frac{\mathrm{d}a^4}{\mathrm{d}x} = \frac{4\mathcal{C}c^{5/2}(x)V^{3/2}(x)}{c^2(x) - U^2(x)} \equiv \mathcal{R}_C, \tag{31}$$



**Рис.** 2. Зависимость параметров течений класса *A* от *V* при  $\Pi = 0, 19$  и  $\Pi = 0, 25$ . Кривые:  $1 - U_1(V), 2 - U_2(V), 3 - |U(V)|, 4 - c(V)$ .

и с помощью (A4) выразим входящие в них функции через  $H_1(x)$  и H(x). Несложные вычисления дают

$$\begin{aligned} \frac{\partial a^4}{\partial H_1} &= \frac{H-2}{2(2H_1-H)^3} (2H_1^3 - 3HH_1^2 + 2H^2H_1 - H^2), \\ \frac{\partial a^4}{\partial H} &= \frac{H_1(H_1-1)}{2(2H_1-H)^3} (2H_1^2 - 3HH_1 + 2H), \\ \widetilde{\mathcal{R}}_B &= -\frac{2^{3/4}\mathcal{B}[H_1(H-H_1)(2-H)(2H_1-H)]^{7/4}[(H_1-1)(2H_1-H)]^{5/4}H^{1/2}}{(2H_1-H)^5[8H_1^3 - 3(3H+2)H_1^2 + 3H(H+2)H_1 - 2H^2]}, \\ \widetilde{\mathcal{R}}_C &= -\frac{2^{5/4}\mathcal{C}[H_1(H-H_1)(2-H)(2H_1-H)]^{5/4}[(H_1-1)(2H_1-H)]^{3/4}H^{1/2}}{(2H_1-H)^3[8H_1^3 - 3(3H+2)H_1^2 + 3H(H+2)H_1 - 2H^2]}, \end{aligned}$$

причем, как следует из неравенств (30), правые части  $\mathcal{R}_{B,C}$  содержат дробные степени заведомо положительных выражений. Теперь удобно ввести для каждого класса течений свою координату вдоль канала

 $\xi_B = 2^{3/4} \mathcal{B}x, \quad \xi_C = 2^{5/4} \mathcal{C}x,$ и записать уравнения (31) в виде

 $D_1(H_1, H) \frac{dH_1}{d\xi_n} - D(H_1, H) \frac{dH}{d\xi_n} = \mathcal{R}_n, \quad n = B, C, (32)$ 

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

том 60 № 4 2024

## С. М. ЧУРИЛОВ

$$D_{1} = \frac{1}{2} (2H_{1}^{3} - 3HH_{1}^{2} + 2H^{2}H_{1} - H^{2}),$$

$$D = \frac{H_{1}(H_{1} - 1)}{2(2 - H)} (2H_{1}^{2} - 3HH_{1} + 2H),$$

$$\mathcal{R}_{B} = \frac{H^{1/2} [H_{1}(H - H_{1})]^{7/4} (2H_{1} - H)(2 - H)^{2}}{8H_{1}^{3} - 3(3H + 2)H_{1}^{2} + 3H(H + 2)H_{1} - 2H^{2}} \left(\frac{H_{1} - 1}{2 - H}\right)^{5/4},$$

$$\mathcal{R}_{C} = \frac{H^{1/2} [H_{1}(H - H_{1})]^{5/4} (2H_{1} - H)^{2}(2 - H)}{8H_{1}^{3} - 3(3H + 2)H_{1}^{2} + 3H(H + 2)H_{1} - 2H^{2}} \left(\frac{H_{1} - 1}{2 - H}\right)^{3/4}.$$
(33)

Решения этих уравнений зависят, как и в случае течений класса A, от одной произвольной функции (в качестве которой можно взять H(x)) и константы интегрирования соответствующего уравнения. Заметим, что числители  $\mathcal{R}_B$  и  $\mathcal{R}_C$  положительны в треугольнике и отрицательны

в полосе (см. рис. 4). Поэтому  $\mathcal{R}_n$  меняют знак вместе со знаменателем, на критической линии  $U(H_1, H) = c(H_1, H)$ , описываемой уравнением

$$8H_1^3 - 3(3H+2)H_1^2 + 3H(H+2)H_1 - 2H^2 = 0.$$

При любом  $H \ge 1$  оно имеет единственный вещественный корень [Корн и Корн, 1974]



ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

чения  $H_{l}$ .

При U = c все параметры течения конечны и отличны от нуля, сингулярными могут быть только их производные. Особенность формируется в процессе установления течения, поэтому естественно предположить, что ее могут иметь лишь функции, характеризующие собственно течение, - глубины слоев  $H_{1,2}$  и скорости течения  $U_{1,2}$  в них. При этом параметры канала, его ширину W и глубину

$$D_{1}(H_{1^{*}}, H_{*})(H_{1} - H_{1^{*}})\frac{\mathrm{d}H_{1}}{\mathrm{d}\xi_{n}}\left[1 + O(H_{1} - H_{1^{*}})\right] = R_{n}(H_{1^{*}}, H_{*}) \neq 0,$$

если  $D_1(H_{1*}, H_*) \neq 0$ . Его решение имеет две ветви,

$$H_{1} = H_{1*} \pm \left[\frac{2R_{n}(\xi_{n} - \xi_{*})}{D_{1}(H_{1*}, H_{*})}\right]^{1/2} + O(\xi_{n} - \xi_{*}),$$

и определено только по одну сторону от особой точки, – при  $\xi_n > \xi_*$ , если  $R_n / D_1 > 0$ , или при  $\xi_n < \xi_*,$  если  $R_n / D_1 < 0, -$  что соответствует особенности типа складки [Арнольд, 1990]. Отметим, что скорости течения в критической точке не обращаются в нуль, поэтому течение продолжается и по другую сторону от  $\xi_*$ , но перестает быть

безотражательным. Вопрос о том, что происходит при переходе через  $\xi_*$ , – отражение волны, ее (скорее всего, частичное) поглощение или их комбинация, - требует отдельного исследования.

 $H = H_1 + H_2$ , следует считать непрерывными

вместе с производными. Заметим, что именно по

этой причине в начале раздела в качестве базовых

были выбраны параметр канала Н и параметр те-

Пусть U = c при  $\xi_n = \xi_*$ , и  $H_1(\xi_*) = H_{1*}$ ,

 $H(\xi_*) = H_*$ . Тогда при  $\xi_n \rightarrow \xi_*$  уравнения (32)

можно приближенно представить в виде

Другая особенность типа складки связана с обращением в нуль производной  $\partial a^4 / \partial H_1$ , т.е. коэффициента  $D_1$  в уравнениях (32),

$$D_1(H_1, H) = H_1^3 - \frac{3}{2}HH_1^2 + H^2H_1 - \frac{1}{2}H^2 = 0.$$

Здесь при любом H > 1 тоже только один вещественный корень [Корн и Корн, 1974],

$$H_{1D} = \frac{H}{2} \left\{ \left[ \sqrt{\left(\frac{2}{H} - 1\right)^2 + \frac{1}{27}} + \frac{2}{H} - 1 \right]^{1/3} - \left[ \sqrt{\left(\frac{2}{H} - 1\right)^2 + \frac{1}{27}} - \frac{2}{H} + 1 \right]^{1/3} + \frac{1}{27} + \frac{1}{27} - \frac{2}{H} + 1 \right]^{1/3} + \frac{1}{27} +$$

Пусть  $H_1 = H_{1D}$  при  $\xi_n = \xi_D$ ,  $H(\xi_D) = H_D$ . Представим  $D_1 = (H_1 - H_{1D}) P(H_1, H)$ , где, очевидно,  $P(H_1,H) \ge 0$ . При  $\xi_n \to \xi_D$  уравнения (32) можно приближенно записать как

$$(H_1 - H_{1D})\frac{\mathrm{d}H_1}{\mathrm{d}\xi_n} [1 + O(H_1 - H_{1D})] = \frac{\mathcal{R}_n}{P}.$$

Обе ветви решения,

$$H_{1} = H_{1D} \pm \left[\frac{2\mathcal{R}_{n}}{P}(\xi_{n} - \xi_{D})\right]^{1/2} + O(\xi_{n} - \xi_{D}),$$
$$H_{1} = H_{1D} + \left[\frac{3\mathcal{R}_{n}}{P}(\xi_{n} - \xi_{D})\right]^{1/2}$$

1/2

Это решение, оставаясь сингулярным, делено уже по обе стороны от  $\xi_n = \xi_D$  (сн «распрямляется»). Других особенностей в ДО нет. В частности, при  $\partial a^4 / \partial H = 0$  (т.е. D = 0) решение остается гладким.

Кривые  $H_{1c}(H)$  и  $H_{1D}(H)$  проходят через точки  $H_1 = \tilde{H} = 1$  и  $(H_1 = 1, H = 2)$ , а также имеют по одной точке пересечения внутри полосы тоже определены только по одну сторону от особой точки, – при  $\xi_n > \xi_D$ , если  $\mathcal{R}_n > 0$ , или при  $\xi_n < \xi_D$ , если  $\mathcal{R}_n < 0$ .

Если же  $\xi_* = \xi_D$ , особенности сливаются, уравнения (32) приближенно дают

$$(H_1 - H_{1D})^2 \frac{\mathrm{d}H_1}{\mathrm{d}\xi_n} \left[ 1 + O(H_1 - H_{1D}) \right] = \frac{R_n}{P},$$

а решение приобретает вид

$$(\xi_n - \xi_D) = \int_{-1}^{1/3} + O[(\xi_n - \xi_D)^{2/3}].$$
  
опре-  
и треугольника (рис. 5). Отметим, что при пересе-  
кладка чении любой из этих кривых знак производной  
внутри  $dH_1 / d\xi_n$  в уравнениях (32) меняется на проти-

воположный. При  $H \rightarrow \infty$   $H_{1D} \rightarrow 1/2 + 0$ , а  $H_{1c}$  остается меньше корня уравнения D = 0, но оба стремятся к  $H_1 = 2 / 3 + 0$ .

Таким образом, как и в рассмотренных ранее случаях [Churilov, 2023, 2023а], неограниченному

том 60 <u>№</u> 4 2024 (35)

проти-



**Рис.** 4. Допустимая область изменения базовых параметров течения  $H_1$  и H. У каждой из границ указан характер особенности.

распространению ВВ без отражения в течениях классов B и C препятствуют особенности, достигаемые при конечных значения  $x(\xi_n), -$  особенности типа складки U = c и  $D_1 = 0$  в обоих классах и V = 0 ( $H_1 = 1$ ) в классе C. Они обычно ограничивают интервал безотражательного распространения с одной, либо с обеих сторон, как это видно на примере течений в каналах постоянной глубины (см. рис. 6 и 7). Обратим внимание на две детали. Во-первых, в течениях класса С, как и следует из общего анализа, особенность  $H_1 = 1$ (V = 0) достигается при некотором конечном значении  $\xi_C = \xi_{C0}$ . Во-вторых, во всех случаях путь между особенностями типа складки (т.е. между  $H_{1c}$  и  $H_{1D}$ ) очень короток, поэтому решения в этом интервале изменения  $H_1$  на каждом рисунке показаны еще и отдельно, на графиках (b) и (d), с растяжением  $\xi_{B,C}$  в 1000 раз.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенное выше исследование показало, что задача о распространении без отражения внутренних волн в обменном течении в общих чертах очень похожа на аналогичную задачу для однонаправленных разноскоростных течений



**Рис. 5.** Сингулярные линии  $H_1 = H_{1C}(H)$  (кривые 1) и  $H_1 = H_{1D}(H)$  (кривые 2) внутри (*a*) полосы и (*b*) треугольника; 3 – линии D = 0. Тонкие горизонтальные прямые изображают решения уравнений (32) при H = const, стрелки на них указывают направление изменения  $H_1$  с ростом  $\xi_n$ . Обведенные кружком знаки соответствуют знаку  $R_n$  (который меняется при пересечении кривых 1).

двухслойной среды в каналах переменного сечения [Churilov, 2023, 2023а]. Безотражательные течения так же подразделяются на три класса. В каждом классе общее решение зависит от одной произвольной функции и одной произвольной константы, но течения, принадлежащие раз-



**Рис.** 6. Решения уравнений (32) в треугольной части ДО: (*a*) и (*b*) при *H* = 1.1, (*c*) и (*d*) – при *H* = 1.85.



ным классам, обладают заметно отличающимися свойствами.

Наибольшим разнообразием отличаются течения класса *A*, описываемые уравнением (28) и являющиеся обобщением регулярных безотражательных конфигураций, найденных в работе [Багаев и Пелиновский, 2016] для каналов без течения. Течение класса A определено и регулярно на всей оси x, а его параметры (скорости жидкости в слоях  $U_{1,2}(x)$  и глубины слоев  $H_{1,2}(x)$ ) определяются (с учетом неравенств (29)) константой П и зависимостью от x сдвига скорости между слоями,  $U_1 + U_2 = 2V$ , и могут меняться

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

в очень широких пределах (см. рис. 2 и 3). В частности, скорость жидкости в любом из слоев на разных участках течения может быть как больше, так и меньше скорости волн c(x).

Бегущие ВВ проявляют себя, прежде всего, смещением  $\zeta(x,t)$  границы раздела. Так как в течениях класса  $A \ a(x) = \Pi^{1/2} = const$ , из уравнений (11) и (25) находим, что

$$W(x)\zeta(x,t) = -\frac{\Pi^{1/2}}{U(x) + c(x)}\chi_1'\left(t - \int \frac{dx}{U(x) + c(x)}\right) - \frac{\Pi^{1/2}}{U(x) - c(x)}\chi_2'\left(t - \int \frac{dx}{U(x) - c(x)}\right),$$

где штрих означает производную по аргументу. Напомним, что в рассматриваемой задаче (см. (A3))  $U = 2(U_1 - V) \equiv U_1 - U_2$  есть алгебраическая сумма скоростей течения в слоях. Зависимость |U(V)| при разных значениях П показана на рис. 2 и 3 (кривые 3), причем на краях интервала изменения V всегда U > 0. Если течение всюду докритическое ( $U^2 < c^2$ ) или сверхкритическое  $(U^2 > c^2)$ , каждая из волн 1 и 2 регулярна и может как иметь определенную полярность, так и быть знакопеременной, в зависимости от вида функций  $\chi_{1,2}(Z)$ . Например, при  $\chi_{1,2}(Z) \sim \text{th}(Z \ / \ \tau_{1,2})$  каждая из волн имеет вид импульса возвышения или понижения границы раздела и бежит вдоль всей оси x независимо от другой. В общем случае смещение границы раздела определяется формой волны  $\chi_{1,2}(Z)$  и обратно пропорционально локальному значению произведению ее скорости относительно берегов на ширину канала,  $[c(x) \pm U(x)]W(x)$ .

Картина распространения волн становится сложнее в тех случаях, когда в течении есть критическая точка (точки)  $x = x_*$ , где  $U^2(x_*) = c^2(x_*)$ и происходит переход между режимами (на рис. 2 и 3 это точки пересечения кривых 3 и 4). Хотя параметры течений класса А остаются в таких точках регулярными, а любая поляризация волн по-прежнему допустима, меняется характер распространения одной из волн. С качественной стороны дело вот в чем. «Быстрая» волна проходит критическую точку  $x = x_*$  со скоростью  $c+ |U| = 2c(x_*)$  и фактически не замечает ее. Скорость же «медленной» волны, c - |U|, при приближении к *x*<sup>\*</sup> стремится к нулю вместе с характерной длиной волны, в общем случае – линейно по x, поэтому путь между критической точкой и текущим положением требует бесконечного времени. Если волна монохроматическая  $[\chi = \chi_0 \cos(\omega t - f(x))],$  смещение границы раздела при приближении к x<sub>\*</sub> неограниченно растет, но в случае локализованной по x волны оно остается ограниченным, так как  $\chi' \rightarrow 0$ . Заметим, что скорости "медленных" волн по разные стороны от  $x_*$  направлены противоположно, т.е. они либо убегают от критической точки, либо сходятся к ней. В последнем случае переносимый волнами поток энергии поглощается в окрестности  $x_*$  даже при исчезающе малой диссипации, см. [Churilov and Stepanyants, 2021].

Течения классов B и C должны удовлетворять гораздо более сложным, чем (28), условиям — уравнениям (32), которые имеют особенности как на границах, так и внутри допустимой области параметров течения (см. рис. 4 и 5), и эти особенности ограничивают интервалы существования безотражательных течений классов B и C. В предшествующих исследованиях [Churilov, 2023, 2023а] отдельное внимание уделялось поиску таких профилей дна канала H(x), при которых безотражательное течение класса B (или C) определено на всей оси x, т.е. является *глобальным*. Обсудим такую возможность для обменных течений.

Течение полностью задается глубиной канала H(x) и глубиной верхнего слоя  $H_1(x)$ , или, эквивалентно, кривой  $H = H(H_1)$ , которую удобно назвать траекторией. Чтобы траектория была глобальной, она должна начинаться (при  $\xi_n \to -\infty$ ) и заканчиваться (при  $\xi_n \to +\infty$ ) на границах допустимой области и не пересекать линий U = c и  $D_1 = 0$  (кривых 1 и 2 на рис. 5). Проведенный в Приложении В анализ показывает, что при  $\xi_n \to -\infty$  достижима только граница  $H_1 = 1$  (V = 0) и только в течениях класса B, в течениях класса С она достигается при конечных  $\xi_C$ . Остальные границы ( $H_1 = 0$ , H = 2и  $H = H_1$ ) достижимы в обоих классах при  $\xi_n \rightarrow +\infty$ . Как легко видеть на рис. 5, ни в треугольнике, ни в полосе провести траекторию, начинающуюся при  $H_1 = 1$ , заканчивающуюся на любой из остальных границ и не пересекающую линии U = c и  $D_1 = 0$ , невозможно. Таким образом, в классах В и С глобальных течений нет, и в каналах переменной глубины описывающие течения траектории ведут себя качественно так же, как и при H = const, т.е. ограничены сингулярностью либо с одной, либо с обеих сторон (рис. 6 и 7).

Следует, однако, отметить, что отсутствие глобальных решений уравнений (32) не препятствует сопоставлению течений в проливах течениям классов *B* и *C*. Более того, они, видимо, будут даже лучшими кандидатами, чем течения класса *A*. Обусловлено это, прежде всего, относительно небольшой (несколько десятков километров) протяженностью проливов. Кроме того, при переходе из пролива в водоем ширина потока, как правило, существенно увеличивается, а скорости течения уменьшаются практически до нуля. На языке представленного выше анализа это соответствует  $V(x) \rightarrow 0$  на границе допустимой области, что свойственно течениям классов *B* и *C*, но несовместимо с уравнением (28), определяющим класс *A*.

И последнее. Вопрос о допустимой поляризации волн в течениях классов B и C оказывается значительно труднее, чем в случае течений класса A, так как здесь форм-фактор a(x) меняется вдоль течения, причем достаточно сложным образом. Поэтому остается неясным, возможны ли волны определенной полярности в этих классах течений.

В заключение уместно остановиться на перспективе дальнейших исследований. Условие безотражательности предъявляет довольно жест-

кие требования к параметрам течений классов В и С, и даже при этом такие течения существуют лишь в ограниченной области пространства. Это ставит интересную и трудную задачу сопряжения безотражательных течений как между собой, так и с иными конфигурациями течений. Для водоемов без течения подобная задача рассматривалась как для поверхностных [Диденкулова и др., 2008; Диденкулова и Пелиновский, 2011], так и для внутренних волн [Талипова и Пелиновский, 2011], а при наличии течения, насколько нам известно, только для поверхностных волн [Churilov and Stepanyants, 2022]. В последнем случае удалось найти условия, при которых не возникает отражения волн в точке сопряжения различных безотражательных течений. Обобщение этих исследований на случай внутренних волн в течениях представляется насущной задачей.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А.

**1.** Формулы, выражающие все параметры течения через  $U_1(x)$  и  $U_2(x)$ :

$$\begin{split} \overline{V(x)} &= \mu_1 U_1(x) + \mu_2 U_2(x), \qquad U(x) = \frac{\mu_1 U_1^2(x) - \mu_2 U_2^2(x)}{\mu_1 U_1(x) + \mu_2 U_2(x)} \equiv \frac{\mu_1 U_1^2(x) - \mu_2 U_2^2(x)}{V(x)}, \\ H_1(x) &= \frac{1}{2} [U_2^2(x) - U_1^2(x)] + H_0, \qquad H_2(x) = \frac{\mu_1 U_1(x)}{\mu_2 U_2(x)} \left( \frac{U_2^2(x) - U_1^2(x)}{2} + H_0 \right) \right), \\ c^2(x) &= \frac{\mu_1 U_1(x)}{V(x)} \left( \frac{U_2^2(x) - U_1^2(x)}{2} + H_0 \right) - \frac{\mu_1 \mu_2 U_1(x) U_2(x)}{V^2(x)} [U_1(x) + U_2(x)]^2, \qquad (A1) \\ w(x) &\equiv \frac{\Phi_1 + \Phi_2}{W(x)} = \frac{U_1}{\mu_2} \left( \frac{U_2^2(x) - U_1^2(x)}{2} + H_0 \right) \right), \\ a^4(x) &= \mu_1 U_1(x) V(x) \left( \frac{U_2^2(x) - U_1^2(x)}{2} + H_0 \right) - \mu_1 \mu_2 U_1(x) U_2(x) [U_1(x) + U_2(x)]^2. \end{split}$$

**2.** Формулы, выражающие все параметры течения через  $H_1(x)$  и  $H_2(x)$ :

$$U_{1,2}^{2}(x) = \frac{2\mu_{2,1}^{2}H_{2,1}^{2}(x)[H_{1}(x) - H_{0}]}{\mu_{1}^{2}H_{1}^{2}(x) - \mu_{2}^{2}H_{2}^{2}(x)}, \qquad w^{2}(x) = \frac{2H_{1}^{2}(x)H_{2}^{2}(x)[H_{1}(x) - H_{0}]}{\mu_{1}^{2}H_{1}^{2}(x) - \mu_{2}^{2}H_{2}^{2}(x)}, \qquad (A2)$$
$$V^{2}(x) = \frac{2\mu_{1}^{2}\mu_{2}^{2}H^{2}(x)[H_{1}(x) - H_{0}]}{\mu_{1}^{2}H_{1}^{2}(x) - \mu_{2}^{2}H_{2}^{2}(x)}, \qquad H(x) = H_{1}(x) + H_{2}(x),$$

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

С. М. ЧУРИЛОВ

$$U^{2}(x) = \frac{2\left[\mu_{1}H_{1}^{2}(x) - \mu_{2}H_{2}^{2}(x)\right]^{2}\left[H_{1}(x) - H_{0}\right]}{H^{2}(x)\left[\mu_{1}^{2}H_{1}^{2}(x) - \mu_{2}^{2}H_{2}^{2}(x)\right]},$$

$$c^{2}(x) = \frac{H_{1}(x)H_{2}(x)}{H(x)}\left(1 - \frac{2\left[\mu_{1}H_{1}(x) + \mu_{2}H_{2}(x)\right]\left[H_{1}(x) - H_{0}\right]}{\left[\mu_{1}H_{1}(x) - \mu_{2}H_{2}(x)\right]H(x)}\right),$$

$$(A2)$$

$$a^{4}(x) = \frac{2\mu_{1}^{2}\mu_{2}^{2}H_{1}(x)H_{2}(x)\left[H_{1}(x) - H_{0}\right]}{\mu_{1}^{2}H_{1}^{2}(x) - \mu_{2}^{2}H_{2}^{2}(x)}\left(H(x) - \frac{2\left[\mu_{1}H_{1}(x) + \mu_{2}H_{2}(x)\right]\left[H_{1}(x) - H_{0}\right]}{\mu_{1}H_{1}(x) - \mu_{2}H_{2}(x)}\right).$$

При этом следует иметь в виду, что всюду в течении

$$\frac{2[H_1(x) - H_0]}{\mu_1 H_1(x) - \mu_2 H_2(x)} > 0.$$

3. Сбалансированные течения,  $\eta_{1,2} = 0.5$ .

В этом случае основные соотношения в переменных  $U_1$  и  $V = \frac{1}{2}(U_1 + U_2)$  имеют вид

$$U_{2} = 2V - U_{1}, \quad U = 2(U_{1} - V), \quad H_{1} = H_{0} + 2V(V - U_{1}), \quad H_{2} = \frac{U_{1}H_{1}}{2V - U_{1}},$$

$$c^{2} = \frac{U_{1}}{2V}(H_{0} - 2V^{2}), \quad a^{4} = \frac{1}{2}U_{1}V(H_{0} - 2V^{2}), \quad w = 2U_{1}[H_{0} + 2V(V - U_{1})].$$
(A3)

Отметим, что  $c^2(x) > 0$  требует  $2V^2(x) < H_0$ . С другой стороны, в переменных  $H_1$  и  $H = H_1 + H_2$ :

$$U_{1}^{2} = \frac{2(H_{1} - H_{0})(H - H_{1})^{2}}{(2H_{1} - H)H}, \quad U_{2}^{2} = \frac{2(H_{1} - H_{0})H_{1}^{2}}{(2H_{1} - H)H}, \quad V^{2} = \frac{(H_{1} - H_{0})H}{2(2H_{1} - H)},$$
$$U^{2} = \frac{2(H_{1} - H_{0})(2H_{1} - H)}{H}, \quad c^{2} = \frac{H_{1}(H - H_{1})(2H_{0} - H)}{(2H_{1} - H)H},$$
$$c^{2} - U^{2} = \frac{H_{1}(H - H_{1})}{H} - \frac{2(H_{1} - H_{0})(3H_{1}^{2} - 3H_{1}H + H^{2})}{(2H_{1} - H)H},$$
$$(A4)$$
$$a^{4} = \frac{H_{1}(H_{1} - H_{0})(H - H_{1})(2H_{0} - H)}{2(2H_{1} - H)^{2}}, \quad w^{2} = \frac{8H_{1}^{2}(H_{1} - H_{0})(H - H_{1})^{2}}{(2H_{1} - H)H}.$$

## ПРИЛОЖЕНИЕ В. АСИМПТОТИКИ РЕШЕНИЙ У ГРАНИЦ ДО

Допустимая область имеет прямолинейные границы:

$$H = 2, \qquad H_1 \in (0,1) \cup (1,2);$$
  

$$H = H_1, \qquad H_1 \in (1,2).$$

Вычислим асимптотики решений уравнений (32) вблизи этих границ.

1.  $H_1 \to 0, \ H \to H_* > 2$ . Из уравнений (33) находим

$$D = \frac{H_1 H_*}{H_* - 2} + O(H_1^2),$$
  
$$\mathcal{R}_C = \frac{1}{2} H_*^{7/4} (H_* - 2)^{1/4} H_1^{5/4} + O(H_1^{9/4}).$$

2024

$$H_{1} = 0, \quad H > 2;$$
  

$$H_{1} = 1, \quad H \in (1,2) \cup (2,\infty);$$
  

$$D_{1} = -\frac{1}{2}H_{*}^{2} + O(H_{1}),$$
  

$$\mathcal{R}_{B} = \frac{1}{2}H_{*}^{5/4}(H_{*} - 2)^{3/4}H_{1}^{7/4} + O(H_{1}^{11/4}),$$

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 <u>№</u> 4 Так как  $D \sim H_1 \rightarrow 0$ , членом с  $dH / d\xi_n$  в уравнениях (32) можно пренебречь. Для течений класса B получим уравнение

$$-H_1^{-7/4} \frac{\mathrm{d}H_1}{\mathrm{d}\xi_B} \left[1 + O(H_1)\right] = \left(\frac{H_* - 2}{H_*}\right)^{3/4},$$

интегрирование которого дает

$$\frac{3}{4}H_1^{-3/4}\left[1+O(H_1)\right] = \left(\frac{H_*-2}{H_*}\right)^{3/4} (\xi_B - \xi_{B1}), \quad \xi_B \ge \xi_{B1}$$

или

$$H_1(\xi_B) = \frac{H_*}{H_* - 2} \left(\frac{3}{4\xi_B}\right)^{4/3} + O(\xi_B^{-7/3}), \quad \xi_B \to +\infty.$$
(B1)

Аналогично, для течений класса С приходим к уравнению

$$-H_1^{-5/4} \frac{\mathrm{d}H_1}{\mathrm{d}\xi_C} \left[1 + O(H_1)\right] = \left(\frac{H_* - 2}{H_*}\right)^{1/4},$$

интегрирование которого дает

$$H_1(\xi_C) = \frac{256H_*}{H_* - 2}\xi_C^{-4} + O(\xi_C^{-5}), \quad \xi_C \to +\infty.$$
 (B2)

. . .

Другие параметры течения при  $\,H_1 \rightarrow 0\,$  ведут себя следующим образом:

$$U_1 \to \sqrt{2}, \quad U_2 = \frac{\sqrt{2}H_1}{H_*} + O(H_1^2), \quad c^2 = H_1 + O(H_1^2), \quad W \sim H_1^{-1}.$$
 (B3)

**2.** 
$$H_1 \to 1, H \to H_*$$
. Из уравнений (33) получаем

$$D_{1} = \frac{1}{2}(H_{*} - 1)(H_{*} - 2) + O(H_{1} - 1), \qquad D = \frac{1}{2}(H_{1} - 1) + O\left[(H_{1} - 1)^{2}\right],$$
$$\mathcal{R}_{B} = -H_{*}^{1/2}(H_{*} - 1)^{3/4}(H_{*} - 2)^{2}\left(\frac{H_{1} - 1}{2 - H_{*}}\right)^{5/4}\left[1 + O(H_{1} - 1)\right],$$
$$\mathcal{R}_{C} = -H_{*}^{1/2}(H_{*} - 1)^{1/4}(H_{*} - 2)^{2}\left(\frac{H_{1} - 1}{2 - H_{*}}\right)^{3/4}\left[1 + O(H_{1} - 1)\right].$$

Здесь тоже можно пренебречь членом с ления аналогичны проделанным выше. Течения  $dH / d\xi_n$  в уравнениях (32). Дальнейшие вычис- класса *В* достигают  $H_1 = 1$  асимптотически,

$$H_1(\xi_B) = 1 - \frac{16(H_* - 1)(H_* - 2)}{H_*^2 \xi_B^4} + O(\xi_B^{-5}), \quad \xi_B \to -\infty,$$

а течения класса C – при некотором конечном  $\xi_C = \xi_{C0}$ :

$$H_1(\xi_C) = 1 - \frac{H_*^2(H_* - 2)}{16(H_* - 1)^3} (\xi_C - \xi_{C0})^4 + O[(\xi_C - \xi_{C0})^8], \quad \xi_C \ge \xi_{C0}.$$
 (B5)

Для других параметров течения при  $H_1 \rightarrow 1$  находим

$$U_1, U_2, V \sim |H_1 - 1|^{1/2}, \quad c^2 \approx \frac{H_* - 1}{H_*} = \frac{H_2}{H_*}, \quad W \sim |H_1 - 1|^{-1/2}.$$
 (B6)

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

 $(\mathbf{D}\mathbf{A})$ 

3.  $H \to 2, \ H_1 \to H_a \in (0,1) \cup (1,2)$ . Уравнения (33) дают

$$D_{1} = (H_{a} - 1)(H_{a}^{2} - 2H_{a} + 2) + O(H - 2),$$
  

$$D = \frac{H_{a}(H_{a} - 1)^{2}(2 - H_{a})}{H - 2}[1 + O(H - 2)],$$
  

$$\mathcal{R}_{B} = 2^{-3/2}[H_{a}(2 - H_{a})]^{7/4} \left(\frac{2 - H}{H_{a} - 1}\right)^{3/4}[1 + O(H - 2)],$$
  

$$\mathcal{R}_{C} = 2^{-1/2}[H_{a}(2 - H_{a})]^{5/4} \left(\frac{2 - H}{H_{a} - 1}\right)^{1/4}[1 + O(H - 2)].$$

В этом случае, напротив,  $D_1 / D \to 0$ , Стандартные вычисления показывают, что и в уравнениях (32) можно пренебречь членом в обоих классах эта граница достигается асимc  $dH_1 / d\xi_n$ .

птотически:

$$\overline{H(\xi_B)} = 2 - \frac{2[2(H_a - 1)]^{11/3}}{H_a(2 - H_a)(3\xi_B)^{4/3}} + O(\xi_B^{-7/3}), \quad \xi_B \to +\infty,$$
(B7)

$$H(\xi_C) = 2 - \frac{2^{10}(H_a - 1)^9}{H_a(2 - H_1)\xi_C^4} + O(\xi_C^{-5}), \quad \xi_C \to +\infty,$$
(B8)

Все параметры течения остаются конечными, только  $c^2 \sim |H-2| \rightarrow 0.$ **4.**  $H \to H_1 + 0$ . Из уравнений (33) находим

$$D_{1} = \frac{1}{2}H_{1}^{2}(H_{1} - 1) + O(H - H_{1}), \quad D = \frac{1}{2}H_{1}^{2}(H_{1} - 1) + O(H - H_{1}),$$
  

$$\mathcal{R}_{B} = \frac{1}{2}H_{1}^{5/4}(H_{1} - 1)^{1/4}(2 - H_{1})^{3/4}(H - H_{1})^{7/4}[1 + O(H - H_{1})],$$
  

$$\mathcal{R}_{C} = \frac{1}{2}H_{1}^{7/4}(H_{1} - 1)^{-1/4}(2 - H_{1})^{1/4}(H - H_{1})^{5/4}[1 + O(H - H_{1})].$$

Коэффициенты D и  $D_1$  в главном порядке равны. Поэтому уравнение (32) для течений класса Bпримет вид

$$-(H - H_1)^{-7/4} \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}\xi_B} (H - H_1) = \left[\frac{2 - H_1}{H_1(H_1 - 1)}\right]^{3/4} + O(H - H_1),$$

а его решение

$$H = H_1 + \frac{H_1(H_1 - 1)}{2 - H_1} \left(\frac{4}{3\xi_B}\right)^{4/3} + O(\xi_B^{-7/3}), \quad \xi_B \to +\infty.$$
(B9)

Аналогично, для течений класса С получим уравнение

$$-(H - H_1)^{-5/4} \frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}\xi_C} (H - H_1) = \frac{(2 - H_1)^{1/4}}{H_1^{1/4} (H_1 - 1)^{5/4}} + O(H - H_1)$$

и его асимптотическое решение,

$$H = H_1 + \frac{256H_1(H_1 - 1)^5}{(2 - H_1)\xi_C^4} + O(\xi_C^{-5}), \quad \xi_C \to +\infty.$$
(B10)

При этом

$$U_1, c^2 \sim (H - H_1) = H_2 \to 0, \quad W \sim (H - H_1)^{-1} \to \infty.$$
 (B11)

5. Рассмотрим также верхнюю границу полосы,  $H \to +\infty$ ,  $0 < H_1 < 1$ . Положив в уравнениях (32) и (33) h = 1 / H, получим

$$Z(H_1,h)\left[D(H_1,h)\frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}\xi_n} - \overset{\wedge}{D_1}(H_1,h)\frac{\mathrm{d}H_1}{\mathrm{d}\xi_n}\right] = P_n(H_1,h),\tag{B12}$$

где

$$Z(H_{1},h) = (2 - 3H_{1})(1 - 3H_{1}h) + 2H_{1}^{2}(3 - 4H_{1})h^{2},$$
  

$$D(H_{1},h) = \frac{H_{1}(1 - H_{1})}{2(1 - 2h)}(2 - 3H_{1} + 2H_{1}^{2}h),$$
  

$$\hat{D}_{1} = \frac{1}{2}(1 - 2H_{1} + 3H_{1}^{2}h - 2H_{1}^{3}h^{2}),$$
  

$$P_{B}(H_{1},h) = H_{1}^{7/4}(1 - H_{1})^{5/4}(1 - H_{1}h)^{7/4}(1 - 2H_{1}h)(1 - 2h)^{3/4} =$$
  

$$= H_{1}^{7/4}(1 - H_{1})^{5/4}[1 - \frac{15}{4}H_{1}h - \frac{3}{2}h + O(h^{2})],$$
  

$$P_{C}(H_{1},h) = H_{1}^{5/4}(1 - H_{1})^{3/4}(1 - H_{1}h)^{5/4}(1 - 2H_{1}h)^{2}(1 - 2h)^{1/4} =$$
  

$$= H_{1}^{5/4}(1 - H_{1})^{3/4}[1 - \frac{21}{4}H_{1}h - \frac{1}{2}h + O(h^{2})].$$

Коэффициенты Z, D и  $D_1^{\wedge}$  ограничены, и если  $H_1$  не близко ни к нулю, ни к единице, правые части (B12) порядка единицы, и h = 0достигается, очевидно, при конечном  $\xi_n$ .

Посмотрим, что будет, если при  $h \to 0$   $H_1$  стремится к 0 или 1.

Пусть  $H_1 \rightarrow 0$  вместе с *h* так, что  $h \approx \lambda H_1^{\alpha}$ ,  $\alpha > 0$ . Тогда левую часть (B12) можно записать как

$$2\alpha\lambda H_{1}^{\alpha}\frac{dH_{1}}{d\xi_{n}}[1+O(H_{1}+H_{1}^{\alpha})]-\frac{dH_{1}}{d\xi_{n}}[1+O(H_{1}+H_{1}^{\alpha})]$$

Видно, что первым слагаемым можно пренебречь, поэтому решения (В12) описываются фор-

мулами (B1) и (B2) в пределе  $H_* \to \infty$ , т.е. в классе B

$$\overline{H_1(\xi_B)} = \left(\frac{3}{4\xi_B}\right)^{-4/3} + \dots, \qquad h(\xi_B) = \lambda \left(\frac{3}{4\xi_B}\right)^{-4\alpha/3} + \dots, \quad \xi_B \to +\infty,$$

а в классе С

$$H_1(\xi_C) = 256\xi_C^{-4} + \dots, \quad h(\xi_C) = \lambda \left(\frac{256}{\xi_C^4}\right)^{\alpha} + \dots, \quad \xi_C \to +\infty.$$

Если же  $h \to 0$  и  $H_1 \to 1 - 0$  так, что  $h \approx \lambda_1 (1 - H_1)^{\beta}$ ,  $\beta > 0$ , аналогичным образом можно показать, что решения (B12) описывают-

ся формулами (B4) и (B5) в пределе  $H_* \to \infty$ , т.е. в классе **B** предел достигается при  $\xi_B \to -\infty$ , а в классе **C** – при конечном  $\xi_C$ .

2024

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4

427

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Арнольд В.И.* Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 127 с.

Багаев А.В., Пелиновский Е.Н. Конфигурация канала переменного сечения, допускающая безотражательное распространение внутренних волн в океане // Журн. СВМО. 2016. Т. 18. № 3. С. 127–136.

Диденкулова И.И., Заибо Н., Пелиновский Е.Н. Отражение длинных волн от «безотражательного» донного профиля // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2008. Т. 43. № 4. С. 102–108.

Диденкулова И.И., Пелиновский Е.Н. Об отражение длинной волны от подводного склона // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 606–611.

*Корн Г., Корн Т.* Справочник по математике. М.: Наука, 1974. 831 с.

*Миропольский Ю.* 3. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 302 с.

*Морозов Е.Г.* Океанские внутренние волны. М.: Наука, 1985. 151 с.

*Овсянников Л. В.* Модели двухслойной «мелкой воды» // ПМТФ. 1979. № 2. С. 3–14.

Талипова Т. Г., Пелиновский Е. Н., Петрухин Н. С. О проникновении длинной внутренней волны в толщу океана // Океанология. 2009. Т. 49. № 5. С. 673–680.

*Талипова Т. Г., Пелиновский Е. Н.* Трансформация внутренних волн над неровным дном: аналитические результаты // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 621–626.

Талипова Т. Г., Пелиновский Е. Н., Куркина О. Е., Рувинская Е. А., Гиниятуллин А. Р., Наумов А. А. Безотражательное распространение внутренних волн в канале переменного сечения и глубины // Фундам. и прикл. геофиз. 2013. Т. 6. № 3. С. 46–53.

*Чурилов С. М.* Безотражательное распространение внутренних волн в канале переменного се-

чения при наличии течения // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58. № 3. С. 300–309.

*Armi L.* The hydraulics of two flowing layers with different densities // J. Fluid Mech. 1986. V. 163. P. 27–58.

*Baines P.G.* A unified description of two-layer flow over topography // J. Fluid Mech. 1984. V. 146. P. 127–167.

*Baines P. G.* Topographic effects in stratified flows. Cambridge: CUP, 1995. 498 p.

*Churilov S. M.* Traveling internal waves in a two-layer shallow medium with variable bathymetry and current // Phys. Fluids. 2023a. V. 35. 026602.

*Churilov S. M.* Traveling internal waves in a two-layer shallow medium with variable bathymetry and current. Surface and near-bottom flows // Phys. Fluids. 2023b. V. 35. 076613.

*Churilov S. M., Stepanyants Yu. A.* Hydrodynamic models of astrophysical wormholes: The general concept // Phys. Fluids. 2021. V. 33. 077121.

*Churilov S.M., Stepanyants Yu.A.* Reflectionless wave propagation on shallow water with variable bathymetry and current // J. Fluid Mech. 2022. V. 931. A15. 25 p.

*Grimshaw R., Pelinovsky E., Talipova T.* Nonreflecting internal wave beam propagation in the deep ocean // J. Phys. Oceanography. 2010. V. 40. P. 802–813.

*Pedlosky J.* Waves in the Ocean and Atmosphere. Introduction to Wave Dynamics. Berlin: Springer, 2003. 268 p.

*Pelinovsky E., Talipova T., Didenkulova I., Didenkulova E.* Interfacial long traveling waves in a two-layer fluid with variable depth // Stud. Appl. Math. 2019. V. 142. P. 513–527.

*Redekopp L. G.* Elements of instability theory for environmental flows // Environmental Stratified Flows / Ed. Grimshaw R. London: Kluwer, 2001. P. 223–281.

*Sutherland B. R.* Internal gravity waves. Cambridge: CUP, 2010. 394 p.

## REFLECTIONLESS INTERNAL WAVE PROPAGATION IN AN EXCHANGE FLOW OF SHALLOW TWO-LAYER MEDIUM IN A CHANNEL WITH VARIABLE CROSS-SECTION

S. M. Churilov

Institute of Solar–Terrestrial Physics SB RAS, 126 A Lermontov St., Irkutsk, 664033 Russia e-mail: churilov@iszf.irk.ru

The propagation of long linear internal waves of arbitrary shape in a steady flow of shallow two-layer fluid in a narrow channel of variable cross-section is considered. The flow velocities in the layers are oppositely directed. It is shown that there are three classes of flows in which waves can propagate without reflection in both directions, and the properties of such flows are examined. A detailed analysis has demonstrated that only one of these classes contains regular flows of unlimited extent, while the flows belonging to the other two classes are always limited (on one or both sides) by a singularity. Possible applications of the results obtained and prospects for further research are discussed.

Keywords: two-layer exchange flow, channel with variable cross-section, internal waves, propagation without reflection

УДК 551.511.31

## ВЛИЯНИЕ ВНУТРЕННИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН В АТМОСФЕРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ НА ИЗМЕРЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНОСТИ ПУЛЬСАЦИОННЫМ МЕТОДОМ

© 2024 г. Д. В. Зайцева<sup>а,\*</sup> М.А. Каллистратова<sup>а</sup>, В.С. Люлюкин<sup>а, b</sup>, Р.Д. Кузнецов<sup>с</sup>, Д.Д. Кузнецов<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Пыжевский пер., д. 3, 119017, Москва, Россия <sup>b</sup>Московский государственный технический университет им. Н. Э. Баумана, ул. 2-я Бауманская, д. 5, к.1, 105005, Москва, Россия <sup>c</sup>Финский метеорологический институт, Динамикум, плошадь Эрик Пальмен, 1, FI-00101 Хельсинки, Финляндия

\*e-mail: zaycevadv@gmail.com

Поступила в редакцию 14.11.2023 г. После доработки 15.03.2024 г. Принята к публикации 10.04.2024 г.

В работе представлены результаты анализа влияния регистрируемых содаром в атмосферном пограничном слое субмезомасштабных внутренних гравитационных волн (ВГВ) на измеряемые в приземном слое характеристики турбулентности. Для этого были использованы данные измерений, проводимых в сельской местности в Подмосковье. Посредством визуального анализа содарных эхограмм идентифицировались ВГВ двух классов: внутренние гравитационно-сдвиговые волны (ВГСВ) типа волн Кельвина-Гельмгольца и волны плавучести (ВП). Для 28 эпизодов ВГСВ и 10 эпизодов ВП по данным пульсационных измерений ультразвуковым термометром-анемометром, расположенным на мачте высотой 56 м, были рассчитаны турбулентная кинетическая энергия, а также потоки тепла и импульса. Были исследованы изменения указанных характеристик, сопутствующие прохождению цугов ВГВ, сделаны количественные оценки этих изменений, а также проведено сопоставление степени влияния ВГСВ и ВП.

**Ключевые слова:** содар, устойчиво-стратифицированный атмосферный пограничный слой, внутренние гравитационные волны, волны Кельвина-Гельмгольца, волны плавучести, турбулентность, поток тепла, поток импульса, турбулентная кинетическая энергия

DOI: 10.31857/S0002351524040029 EDN: JHJSGY

#### ВВЕДЕНИЕ

В устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое (УАПС) при помощи дистанционных методов (радары, содары, лидары) регулярно наблюдаются субмезомасштабные волнообразные структуры с периодами от десятка секунд до нескольких десятков минут (например, [Камардин и др., 2014; Люлюкин и др., 2015; Banakh and Smalikho, 2023; Petenko et al., 2023; 3aйцева и др., 2023]). Такие волнообразные структуры обычно атрибутируют как проявление внутренних гравитационных волн (ВГВ). ВГВ могут сопровождаться изменением турбулентного режима УАПС вследствие различных процессов: обрушения волн, нелинейного взаимодействия с фоновым течением, модулирования профилей ветра и температуры и т.п. (см., например, обзор [Sun et al., 2015а] и ссылки в нём).

Анализ членов, входящих в уравнение Тейлора-Гольдштейна, описывающего волны в линейном приближении, позволяет выделить некоторые механизмы, ответственные за возникновение волновых движений. По терминологии обзора [Carpenter, 2012] можно выделить волны плавучести (ВП) и вихревые волны. В отсутствие завихренности или сдвига ветра основной механизм генерации волн в устойчиво стратифицированном потоке - наличие плавучести, приводящей к возникновению возвращающей силы в случае отклонения воздушных частиц от статического равновесия. Вихревые волны могут возникать из-за волновой неустойчивости при ненулевой завихренности течения. К вихревым волнам, возникающим в устойчиво стратифицированном сдвиговом потоке также относят так называемые валы Кельвина-Гельмгольца (ВКГ), часто наблюдаемые в УАПС. В настоящей работе такой класс волновых движений мы будем обозначать как внутренние гравитационно-сдвиговые волны (ВГСВ).

Отметим, что наблюдаемые в УАПС периодические движения, как правило, являются нелинейными, хотя условия их возникновения и некоторые параметры удовлетворительно описываются линейной теорией. Зачастую регистрируемые цуги волн содержат небольшое количество колебаний с меняющимися амплитудой и/или частотой. На содарных и лидарных эхограммах регулярно наблюдаются периодические структуры различной вертикальной формы, из которых можно выделить случаи, предположительно относящиеся к вышеупомянутым классам ВП и ВГСВ [Люлюкин и др., 2015; Petenko et al., 2023; Зайцева и др., 2023; Banakh and Smalikho, 2023].

В последние два десятилетия, в связи с проблемами краткосрочного локального прогноза погоды высокого разрешения, усилился интерес к исследованиям взаимодействия волн и турбулентности в УАПС [Sun et al., 2004; Nappo et al., 2008; Viana et al., 2009; Durden et al., 2013; Sun et al., 2015b; Cava et al., 2015; Зайцева и др., 2018; Zaitseva et al., 2022; Banakh and Smalikho, 2023 и др.]. В работе [Sun et al., 2015b] показано, что прохождение ВП может приводить к модулированию профилей ветра и температуры и таким образом влиять на силу и знак потоков тепла и импульса. Кроме того, из-за волновых колебаний скорость ветра может превысить критическое значение, соответствующее переключению между режимами слабой и сильной турбулентности. Наиболее известный механизм передачи энергии от волновых движений к турбулентным в УАПС – обрушение волн вследствие развития конвективной или сдвиговой неустойчивости, но также возможны нелинейные взаимодействия между совпадающими волновыми и наибольшими турбулентными масштабами (см., например, обзор [Sun et al., 2015а] и ссылки в нём). Прохождение волны может сопровождаться процессами, приводящими к подавлению части спектра потоков тепла и импульса [Viana et al., 2009], увеличению спектра вертикальной компоненты скорости ветра и изменению его наклона [Banakh and Smalikho, 2023]. В экспериментальных [Vercauteren and Klein, 2015; Durden et al., 2013] и модельных [Rorai et al., 2014] исследованиях было показано, что периодические структуры, регистрируемые в сильно устойчивом АПС, оказывают большее влияние, чем в слабо устойчивом АПС. Численное моделирование [Jiang, 2021] показало, что интенсивность турбулентности увеличивается по мере роста валов ВКГ, ещё до начала их обрушения, причём рост кинетической энергии возмущений (в несколько раз) и потоков происходит не только внутри волнового слоя, но и под ним. Стандартные пульсационные методы расчёта характеристик турбулентности, применённые к временным рядам с волновыми колебаниями, могут привести к изменениям в оценках дисперсий компонент скорости ветра (до 60%) и турбулентных потоков, что было подтверждено измерениями вблизи земной поверхности [Nappo et al., 2008; Cava et al., 2015] и на высотах до 300 метров [Durden et al., 2013].

Цель представляемой работы — количественная оценка степени влияния цугов ВГСВ и ВП в УАПС на измеряемые традиционным пульсационным методом характеристики турбулентности в приземном слое. Для этого были использованы измерения, проводимые в Московской области на Звенигородской научной станции (ЗНС) Института физики атмосферы (ИФА РАН).

В разделе 2 описаны использованные в работе измерения и методы обработки данных. В разделе 3 представлены примеры анализа двух эпизодов волновой активности. Раздел 4 посвящён результатам статистического анализа результатов, полученных для 38 эпизодов ВГВ.

## ИЗМЕРЕНИЯ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Параметры ВГВ определялись по высотно-временным развёрткам эхо-сигнала содара (эхограммам). Средние профили скорости ветра и температуры измерялись с помощью содара и микроволнового температурного профилемера соответственно. Характеристики турбулентности в приземном слое рассчитывались по данным локальных измерений ультразвуковым термометром-анемометром.

Трёхантенный доплеровский содар серии ЛА-ТАН-3, разработанный в ИФА [Кузнецов, 2007], работал в моностатическом режиме на несущей частоте 2 кГц. Содар измерял вертикальные профили интенсивности эхо-сигнала, пропорциональной структурной характеристике температуры, и профили 3-х компонент скорости ветра. Измерения производились с разрешением 20 с по времени (цикл зондирования) и 20 м по высоте. Невысокое разрешение этих данных связано с тем, что они получены с помощью многофункционального стационарного содара, который несколько лет использовался для климатологических исследований в режиме непрерывного круглосуточного мониторинга АПС. Точность измерения горизонтальных компонент скорости ветра составляла  $\pm 0.5$  м/с, а вертикальной компоненты —  $\pm 0.1$  м/с.

Для измерений температуры воздуха в УАПС использовался микроволновый температурный профилемер МТР-5, данные которого обрабатывались по методике, разработанной в ФГБУ «ЦАО» и ФГБУ «Гидрометцентр РФ» [Кадыгров и др., 2015]. Профилемер измерял профили температуры в диапазоне высот от 0 до 600 м с разрешением 5 мин по времени и 50 м по высоте.

Для расчёта характеристик турбулентности были использованы микрометеорологические измерения компонент скорости ветра и акустической температуры, производимые при помощи ультразвукового термометра-анемометра марки USA-1 (так называемого соника). Соник был расположен на верхушке мачты высотой 56 м и производил измерения с частотой 10 Гц. Для каждого рассматриваемого эпизода временные ряды были предварительно вручную проверены на наличие ошибок и пробелов в измерениях. Для фрагментов записей длиной от 1.5 до 4 ч (в зависимости от длительности эпизода) была произведена корректировка направления осей методом двойного поворота (см., например, [Kaimal and Finnigan, 1994]).

Для аккуратного вычисления характеристик турбулентности необходимо выбрать время осреднения t<sub>св</sub> так, чтобы оно соответствовало положению минимума в спектре движений (спектральному провалу), который отделяет турбулентные флуктуации от крупномасштабных. В устойчиво стратифицированном течении выбор t<sub>ср</sub> осложняется изменениями положения спектрального провала (связанными с нестационарностью), или же его отсутствием (в случае одновременного существования волн и турбулентности с одинаковыми масштабами). В настоящее время для построения спектральных разложений часто используется метод кратномасштабного разложения потоков (MultiResolutional Flux Decomposition, MRFD). Подробное описание метода расчётов спектров можно найти в работах [Howell and Mahrt, 1997; Vickers and Mahrt, 2003].

Были рассчитаны широко употребляемые характеристики турбулентности – турбулентная кинетическая энергия (ткэ), поток тепла (q) и поток импульса ( $\tau$ ) (см., например, [Kaimal and Finnigan, 19941):

$$TK\Im = 0.5 \langle u'^2 + v'^2 + w'^2 \rangle$$
 (1)

$$q = c_{p} \rho \langle w't' \rangle \tag{2}$$

$$\tau = \rho \langle u'w' \rangle \tag{3}$$

 $\tau = \rho \langle u' w' \rangle$  (3) где u', v', w', t' – отклонения от среднего компонент скорости ветра и температуры, угловые скобки обозначают осреднение по времени,  $c_p = 1007 \text{ Дж/кг·K}, \rho = 1.23 \text{ кг/м}^3.$ 

Время осреднения было выбрано равным 1 мин (см. напр., [Sun et al., 2015b; Vercauteren and Klein, 2015]). Для разных эпизодов волновой активности масштаб времени z/u, мог сильно отличаться — от 70 с до 900 с. Здесь z=56 м – высота расположения термометра-анемометра;  $u_* = \sqrt{-\langle u'w' \rangle}$  с осреднением 30 минут.

В качестве количественной оценки степени изменения характеристик турбулентности, сопутствующего прохождению волн, рассматривались отношения r средних значений ткэ, q и  $\tau$  во время наблюдения цуга волн к средним значениям этих параметров непосредственно перед волновым эпизодом:

$$\cdot = \frac{\langle X \rangle_2}{\langle X \rangle_1} \tag{4}$$

где X – поток тепла, импульса или кинетическая энергия, угловые скобки обозначают среднее значение по промежутку времени до (индекс 1) и во время (индекс 2) наблюдения эпизода.

ł

Вместе с отношением r по содарным данным и данным MTP-5 анализировались изменения вертикальных профилей ветра и температуры, осреднённых по 30 минутам, а также рассчитываемое на их основе градиентное число Ричардсона в нижних 100 м:

$$R_{i} = \frac{g}{\langle T \rangle} = \frac{\langle \Delta T / \Delta z \rangle + y_{a}}{\left(\langle \Delta U / \Delta z \rangle\right)^{2}}$$
(5)

где  $\langle T \rangle$ ,  $\langle \Delta T / \Delta z \rangle$  – средние значения температуры и её вертикального градиента в нижних 100 м,  $\langle \Delta U / \Delta z \rangle$  – среднее значение вертикального сдвига горизонтального ветра или в нижних 100 м, или ниже ядра низкоуровневого струйного течения, g = 9.81 м с<sup>-2</sup>,  $\gamma_a = 9.8 \ 10^{-3}$  K/м.

10

11





**Рис. 1.** Эпизод ВГСВ 24.04.2012. (а) Содарная эхограмма. (б) профили средней скорости ветра (чёрные линии, нижняя ось абсцисс) и температуры (серые линии, верхняя ось абсцисс). Время осреднения 30 минут. (в) радиальная скорость ветра по измерениям наклонной антенны на высотах 60, 80, 100 и 120 м. Временные ряды были сдвинуты относительно друг друга для наглядности. (г) горизонтальная скорость ветра (черная линия) и акустическая температура (серая линия). (д) вертикальная скорость ветра. По оси абсцисс везде кроме (б) отложено местное время. Панели (г) и (д) построены по данным измерений соника (высота 56 м). Ко временным рядам эхо-сигнала и радиальной скорости (панели (а) и (в)) для наглядности было применено скользящее осреднение по 1 минуте. Верти-

Исследованные в работе эпизоды волновой активности были отобраны из каталога волновых движений, наблюдавшихся на ЗНС в 2008—2015 гг. [Зайцева и др., 2023]. Выбирались эпизоды, соответствующие следующим критериям:

(а) *h*, м

100

0

11

12

10

11

12

(б) <sub>10</sub>

- эпизод наблюдался с апреля по сентябрь (более 90% ВП были зарегистрированы именно в эти месяцы);
- время начала и окончания эпизода на эхограмме чётко определяемы;
- высота нижней границы слоя волновой активности не превышала 100 м;
- 4. длительность эпизода составляла от 20 до 120 мин.

Применение перечисленных критериев существенно сократило число рассматриваемых случаев. В первую очередь это связано с ограничением положения нижней границы волнового слоя: настройки содара не позволяли достоверно регистрировать периодические структуры с малыми масштабами и низко расположенным слоем волновой активности.

## ПРИМЕРЫ ИЗМЕНЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ПРИСУТСТВИИ ВОЛН

На рис. 1 представлены синхронные измерения содара и соника, произведённые во время прохождения цуга ВГСВ (24.04.2012). Эпизод ре-



**Рис. 2.** Эпизод ВГСВ 24.04.2012. Кратномасштабные разложения потока тепла. По оси абсцисс отложено местное время, по оси ординат — масштаб времени (обратный частоте). Шкала представлена справа. Спектры рассчитаны

гистрировался на эхограмме с 02:15 до 02:50. Колебания с периодом около 3 мин наблюдались на содарной эхограмме, в содарных измерениях радиальной скорости (по измерениям наклонных антенн), а также в измерениях горизонтальной скорости и акустической температуры соником на высоте 56 м. Во временных рядах вертикальной скорости ветра (и по данным содара, и по данным соника) наблюдалось несколько колебаний в начале и конце эпизода. Среднее число Ричардсона до эпизода составляло ~ 0.16, во время — ~0.17, а после увеличилось до ~0.22. Частота Брента-Вяйсяля составляла ~ 3 · 10<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>, частота колебаний — 1/180 ~ 6 · 10<sup>-3</sup> с<sup>-1</sup>. Масштаб времени z/u\* составлял ~ 300 с до начала эпизода и ~ 600 с во время.

В подавляющем большинстве исследованных случаев ВГСВ во временных рядах ветра и температуры, измеренных на мачте, не регистрировались колебания, соответствующие наблюдаемым на эхограмме. В представленном на рис. 1 эпизоде нижняя граница слоя волновой активности составляла около 40 м, что, по-видимому, и позволило регистрировать колебания в измерениях на мачте.

На рис. 2 представлено спектральное разложение потока тепла для рассматриваемого случая. Для наглядного представления изменений спектров со временем, представлены расчёты через каждую минуту (так же, как в работе [Viana et al., 2009]). Каждый спектр рассчитывался по ряду длиной ~ 27 минут (2<sup>14</sup> точек). До прохождения цуга ВГСВ (до 02:15) поток тепла был отрицателен на всех частотах выше ~ 0.04 Гц (с масштабами менее ~ 25 с). В начале эпизода наблюдался всплеск отрицательных значений потока тепла, с наибольшей интенсивностью на частотах ~ 0.02-0.01 Гц (50-100 с). Вскоре на всех частотах выше ~ 0.01 Гц (менее 100 с) знак потока сменился на положительный. После прохождения цуга ВГСВ поток тепла вновь стал отрицательным, однако, приближался к нулю уже на меньших частотах (~ 0.01 Гц), чем до начала эпизода (~ 0.04 Гц).

На рис. 3 представлены временные ряды потоков тепла и импульса, а также турбулентной кинетической энергии. Отношения *r* оказались равны: для ткэ r = 0.7, для вертикального потока тепла (q) r = 0.8, для потока импульса ( $\tau$ ) r = 0.4.

На рис. 4 представлены синхронные измерения, произведённые содаром и соником во время прохождения цуга ВП (11.06.2009). Колебания с периодом 5-6 минут наблюдались с 21:30 до 22:00 на содарной эхограмме, а также во временных рядах горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра, и в измерениях акустической температуры. Началу регистрируемого на эхограмме эпизода предшествовало резкое снижение температуры и усиление ветра (в 20:45-21:15), а также несколько колебаний ветра и температуры (в 21:15-21:30). Число Ричардсона до, во время и после эпизода составляло соответственно ~ 0.22, 0.84, 0.28. Частота Брента-Вяйсяля составляла ~ 2.5 · 10<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>, частота колебаний составляла ~ 3 ·  $10^{-3}$  с<sup>-1</sup>. Масштаб времени  $z/u^*$  составил ~ 130 с до начала эпизода и ~ 500 с во время.

На рис. 5 представлено спектральное разложение потока тепла для рассматриваемого случая. До начала эпизода поток тепла принимал отри-



**Рис. 3.** Эпизод ВГСВ 24.04.2012. Временные ряды (а) ткэ, (б) потока импульса и (в) потока тепла, рассчитанные по данным измерений соника с осреднением в 1 минуту. Вертикальные линии указывают на время начала и окончания

цательные значения почти на всех частотах, наибольший вклад вносили структуры с частотами менее ~0.005 Гц (масштабы более 200 с). После прихода цуга на частотах менее ~ 0.04 Гц (масштабы более ~ 25 с) знак потока сменился на положительный. В это же время вклад структур с более высокими частотами, сохранив отрицательные значения, снизился по абсолютным значениям. После окончания эпизода на всех частотах поток тепла постепенно снизился.

На рис. 6 представлены временные ряды ткэ, а также потоков тепла и импульса для цуга волн плавучести. Прохождению цуга сопутствовал резкий, но кратковременный всплеск турбулентности. Отношения *r* оказались равны: для ткэ r = 6.1, для вертикального потока тепла (q) r = 0.7, для потока импульса ( $\tau$ ) r = 23. Низкое отношение *r* для потока тепла обусловлено тем, что в первую половину эпизода наблюдался положительный вертикальный поток, а во вторую – отрицательный, из-за чего среднее значение потока тепла во время регистрации цуга оказалось мало.

## СТАТИСТИКА ВЛИЯНИЯ ВОЛН НА ТУРБУЛЕНТНОСТЬ

Было исследовано 38 эпизодов волновой активности: 28 цугов ВГСВ и 10 цугов ВП. Для всех случаев были рассчитаны ткэ и потоки импульса, для 23 цугов также были рассчитаны потоки тепла.

После анализа метеорологических условий, поведения характеристик турбулентности и степени их изменения исследованные случаи были разделены на две группы. К первой группе были отнесены эпизоды, в которых изменения ткэ не превышали 20% (т.е. |r| < 1.2), а также цуги, для которых невозможно сделать однозначного вывода о степени их влияния из-за меняющихся условий. Все остальные случаи были отнесены ко второй группе: в общей сложности 10 эпизодов ВГСВ и 10 эпизодов ВП.

Таблица 1. Средние характеристики турбулентности и степень их усиления г для 19 эпизодов ВГВ

Диапазон значений						
	ткэ, $M^2 c^{-2}$	r	τ, Н м-2	<i>r</i>	q, Вт м <sup>-2</sup>	<i>r</i>
ВГСВ	$0.09 \div 0.63$	$1.4 \div 2.9$	-0.19 ÷ -0.01	$2.3 \div 13.4$	-21 ÷ -8	$1.5 \div 3.2$
ВП	$0.13 \div 0.66$	$1.4 \div 16.8$	$-0.13 \div 0.01$	$1.3 \div 895$	-28 ÷ 35	$0.7 \div 33$
Средние значения ( в скобках медианные значения)						
ВГСВ	0.23±0.16	2.4±0.6 (2.4)	$-0.07 \pm 0.05$	5.6±3.8 (3.6)	-12±5	2.3±0.7 (2.2)
ВП	0.33±0.17	6.8±4.8 (5.7)	-0.06±0.05	108.5±295.4 (4.6)	-14±15	4.0±2.4 (4.5)



**Рис. 4.** То же что на рис. 1, но для эпизода ВП 11.06.2009.

Диапазон значений характеристик турбулентности во время наблюдения эпизодов из второй группы и степени их усиления представлены в табл. 1. Разброс значений ткэ и потока импульса  $\tau$  схожи для обоих классов волн. Четырём цугам ВП сопутствовали положительные потоки тепла. Диапазоны значений отношений *r* для цугов ВП шире, чем для цугов ВГСВ. Значения характеристик турбулентности при наблюдении цугов ВГСВ и ВП оказались, в среднем, близки, а степени усиления *r*, сопутствующие прохождению цугов ВП, заметно выше, чем для цугов ВГСВ.

На рис. 7 представлена диаграмма рассеяния степени усиления // рассмотренных характеристик турбулентности и числа Ричардсона Ri. Для эпизодов ВП коэффициент линейной корреляции *R* степени усиления ткэ и Ri составил 0.78, для эпизодов ВГСВ — 0.49. Коэффициент линейной корреляции усиления потока импульса |r| и Ri для ВП (при исключении одного эпизода с очень высоким r) составил 0.53, а для пары  $\tau$  — Ri составило 0.77 (без исключения эпизодов). При этом корреляция значений  $\tau$  до эпизода с числом Ричардсона (ВП) составила 0.44. Для эпизодов ВГСВ степени усиления |r| и Ri показывают слабую связь (с коэффициентами корреляции ~ 0.3–0.4). Также прослеживается тенденция к увеличению степени усиления ткэ с уменьшением значения ткэ до эпизода (коэффициенты корреляции для ВГСВ и ВП составили соответственно –0.53 и –0.66), в то время как связь значения ткэ во время наблюдения эпизода со степенью усиления не наблюдается.

Измеряемые в УАПС характеристики турбулентности варьируются в широком интервале



и могут отличаться на несколько порядков. Например, в работах [Mahrt and Vickers, 2006; Banta et al., 2007] для случаев от экстремально слабой до сильной турбулентности в УАПС были рассчитаны значения потока импульса  $\tau \sim 10^{-3} \div 10^{0}$  H м<sup>-2</sup> и потока тепла q~ 0.1 Вт м<sup>-2</sup> ÷ 100 Вт м<sup>-2</sup>. В работе [Sun et al., 2012] слабо турбулизованному УАПС соответствовали ткэ не превышающие нескольких десятых м<sup>2</sup>c<sup>-2</sup>, а сильно турбулизованному – от десятых долей до нескольких единиц м<sup>2</sup>c<sup>-2</sup>. Бо́льшие значения ткэ также регистрируются, например, в работах [Potekaev et al., 2021; Shamanaeva et al., 2018] показано, что в нижних 50 м в ночное время ткэ может возрастать до 50 м<sup>2</sup>c<sup>-2</sup>.

Представленные в разных работах оценки рассчитанных во время прохождения волн характеристик турбулентности на высотах 10–50 м разнятся как по значению, так и по знаку потоков. Например, в работе [Durden et al., 2013] отмечено, что на высоте 34 м потоки тепла для двух эпизодов волновой активности, отличавшихся степенью устойчивости УАПС, составляют +2 Вт м<sup>-2</sup> и –39 Вт м<sup>-2</sup>, потоки импульса по модулю равны  $5 \cdot 10^{-3}$  и 0.3 Н м<sup>-2</sup>, а ткэ равны  $5 \cdot 10^{-2}$  и 1.2 м<sup>2</sup>с<sup>-2</sup>. В экспериментальных работах [Sun et al., 2004; Nappo et al., 2008; Cava et al., 2015] и при моделировании [Jiang, 2021] разброс получаемых значений не превышает вышеуказанного.

В работе [Cava et al., 2015] обнаружено, что отфильтровывание вклада волны в рассчитываемые турбулентные потоки в среднем снижает их на 20— 50%, а снижение ткэ может достигать 60%. С другой стороны, в работе [Durden et al., 2013] на примере двух волновых эпизодов было показано, что при сильной устойчивости волновой вклад в потоки и ткэ составлял ~ 20—50%, а при слабой ~ 5%. Эти результаты указывают на то, что степень воздействия волн зависит от того, насколько интенсивна фоновая турбулентность.

При численном моделировании цуга ВКГ в устойчиво стратифицированном пограничном слое при положительном сдвиге ветра [Jiang, 2021] увеличение кинетической энергии возмущений составило 2.1 раза, что согласуется с нашими оценками. Кроме того, в работе [Jiang, 2021] показано, что высота расположения слоя волновой активности может повлиять на степень воздействия цуга на пограничный слой, что может объяснить большой разброс полученных нами оценок.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным измерений в пригородной местности был проведён анализ влияния 28 цугов внутренних гравитационно-сдвиговых волн и 10 цугов волн плавучести в УАПС на характеристики турбулентности, измеряемые в приземном слое. Эпизоды волновой активности регистрировались и классифицировались путём визуального анализа содарных эхограмм [Зайцева и др., 2023]. Значения турбулентной кинетической энергии, а также потоков тепла и импульса рассчитывались по данным пульсационных измерений на мачте. В качестве количественной меры степени изменения указанных характеристик во время прохождения волн рассматривались отношения среднего значения величин во время наблюдения волновой активности к значению, осреднённому по 30 или 60 минутному промежутку времени до начала эпизода.

Рассмотренные эпизоды были разделены на две группы: 1) случаи, в которых изменение ткэ





**Рис. 7.** Диаграмма рассеяния Ri и *r* для ткэ (a), q (б) и т (в). Кружками отмечены значения для ВГСВ, треугольниками — для ВП.

составило менее 20%, а также эпизоды, для которых невозможно сделать однозначного вывода о степени влияния; 2) остальные случаи, в которых ткэ увеличилось более, чем на 20%. Только 10 из 28 цугов ВГСВ и 9 из 10 цугов ВП были отнесены ко 2 группе Для этих 19 эпизодов были сделаны количественные оценки значений характеристик турбулентности и их изменений. Диапазоны исследованных величин оказались широкими. В среднем значения характеристик турбулентности близки для цугов обоих классов. Однако, степени усиления, связанные с прохождением цугов ВП, в среднем выше.

Было замечено, что для цугов ВП повышение числа Ричардсона происходит одновременно с повышением потока импульса и степени усиления турбулентной кинетической энергии. Для цугов ВГСВ наблюдается более слабая корреляция характеристик турбулентности и степени их изменения с числом Ричардсона. Для цугов обоих классов большее увеличение турбулентной кинетической энергии наблюдалось в случаях с более низким значением ткэ до прохождения цугов. В то же время связи между степенью усиления и значением ткэ во время наблюдения эпизода не обнаружено.

Увеличение измеряемых характеристик турбулентности, с одной стороны, может быть связано с реальным усилением турбулентного обмена, вызываемым воздействием волновых цугов. С другой стороны, при наличии нестационарных колебаний во временных рядах ветра и температуры возникают трудности с определением «истинно турбулентных» флуктуаций и их отделением от нетурбулентных вариаций. Даже выбор времени осреднения, заведомо меньшего периода колебаний [Nappo et al., 2008] не обязательно избавляет от ошибок, например, при расчёте турбулентной кинетической энергии, а также потоков импульса и скаляров [Cava et al., 2015].

## БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в рамках выполнения государственного задания Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН № FMWR-2022– 0017.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зайцева Д.В., Каллистратова М.А., Люлюкин В.С. и др. Воздействие внутренних гравитационных волн на флуктуации метеорологических параметров атмосферного пограничного слоя // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 2. С. 195–205.
- Зайцева Д.В., Каллистратова М.А., Люлюкин В.С. и др. Субмезомасштабные волнообразные структуры в атмосферном пограничном слое и их параметры по данным содарных измерений в Подмосковье //Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 3. С. 275–285.
- Кадыгров Е.Н., Кузнецова И.Н. Методические рекомендации по использованию данных дистанционных измерений профилей температуры в атмосферном пограничном слое микроволновыми профилемерами: теория и практика. Долгопрудный: Физматкнига, 2015. 171 с.
- Камардин А.П., Одинцов С.Л., Скороходов А.В. Идентификация внутренних гравитационных волн в атмосферном пограничном слое по данным содара // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 9. С. 812–818.
- Кузнецов Р.Д. Акустический локатор ЛАТАН-3 для исследований атмосферного пограничного слоя // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. № 8. С. 749–753.
- Люлюкин В.С., Каллистратова М.А., Кузнецов Р.Д. и др. Внутренние гравитационно- сдвиговые волны в атмосферном пограничном слое по данным акустической локации // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 2. С. 218–218.
- Banakh, V. A., Smalikho, I. N. The impact of internal gravity waves on the spectra of turbulent fluctuations of vertical wind velocity in the stable atmospheric boundary layer // Remote Sensing. 2023. V.15. № 11. 2894.
- Banta R.M., Mahrt L., Vickers D. et al. The very stable boundary layer on nights with weak low-level jets // J. Atmos. Sci. 2007. V. 64. № 9. P. 3068–3090.
- Carpenter J.R., Tedford E. W., Heifetz E. et al. Instability in stratified shear flow: Review of a physical interpretation based on interacting waves // Appl. Mech. Rev. 2012. V. 64. № 6. 060801

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

- *Cava D., Giostra U., Katul G.* Characteristics of gravity waves over an Antarctic Ice sheet during austral summer // Atmosphere. 2015. V. 6. № 9. P. 1271–1289.
- Durden D.J., Nappo C. J., Leclerc M. Y.et al. On the impact of wave-like disturbances on turbulent fluxes and turbulence statistics in nighttime conditions: a case study // Biogeosciences. 2013. V. 10. № 12. P. 8433–8443.
- *Jiang Q.* Impact of Elevated Kelvin–Helmholtz Billows on the Atmospheric Boundary Layer // J. Atmos. Sci. 2021. V. 78. № 12. P. 3983–3999.
- *Howell J.F., Mahrt L.* Multiresolution flux decomposition // Boundary-Layer Meteorol. 1997. V. 83. № 1. P. 117– 137.
- *Kaimal J.C., Finnigan J.J.* Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement. New York: Oxford University Press, 1994. 289 P.
- Mahrt L., Vickers D. Extremely weak mixing in stable conditions // Boundary-Layer Meteorol. 2006. V. 119. P. 19–39.
- Nappo C.J., Miller D. R., Hiscox A. L. Wave-modified flux and plume dispersion in the stable boundary layer // Boundary-Layer Meteorol. 2008. V. 129. № 2. P. 211–223.
- Petenko I., Casasanta G., Kallistratova M. et al. Kelvin– Helmholtz billows in the rising turbulent layer during morning evolution of the abl at Dome C, Antarctica // Boundary-Layer Meteorol. 2023. V. 187. P. 163–192.
- Potekaev A., Shamaneva L., Kulagina V. Spatiotemporal dynamics of the kinetic energy in the atmospheric boundary layer from minisodar measurements // Atmosphere. 2021. V. 12. № 4. 421.
- Rorai C., Mininni P.D., Pouquet A. Turbulence comes in bursts in stably stratified flows // Physical Review E. 2014. V. 89. № 4. P. 043002.
- Shamanaeva L.G., Potekaev A. I., Krasnenko N. P. et al. Dynamics of the kinetic energy in the atmospheric boundary layer from the results of minisodar measurements // Russ. Phys. J. 2018. V. 61. P. 2282–2287.
- Sun J., Lenschow D. H., Burns S. P. et al. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers // Boundary-Layer Meteorol. 2004. V. 110. P. 255–279.
- Sun J., Mahrt L., Banta R. M. et al. Turbulence regimes and turbulence intermittency in the stable boundary layer during CASES-99 // J. Atmos. Sci. 2012. V. 69. № 1. P. 338-351.
- Sun J., Nappo C. J., Mahrt L. et al. Review of wave-turbulence interactions in the stable atmospheric boundary layer // Reviews of geophysics. 2015a. V. 53. № 3. P. 956–993.
- Sun J., Mahrt L., Nappo C. et al. Wind and temperature oscillations generated by wave-turbulence interactions in the stably stratified boundary layer // J. Atmos. Sci. 2015b. V. 72. № 4. P. 1484–1503.
- Vercauteren N., Klein R. A clustering method to characterize intermittent bursts of turbulence and interaction with submesomotions in the stable boundary layer // J. Atmos. Sci. 2015. V. 72. № 4. P. 1504–1517.
- Viana S., Yagüe C., Maqueda G. Propagation and effects of a mesoscale gravity wave over a weakly-stratified nocturnal boundary layer during the SABLES2006

том 60 № 4 2024

field campaign // Boundary-Layer meteorol. 2009. V. 133. № 2. P. 165–188.

Vickers D., Mahrt L. The cospectral gap and turbulent flux calculations // J. Atmos. Oceanic Tech. 2003. V. 20. № 5. P. 660–672.

Zaitseva D., Kallistratova M., Lyulyukin V. et al. On the influence of internal gravity waves on the intensity of turbulence in the atmospheric boundary layer // IOP Conf. Series Earth Environ. Sci. 2022. V. 1040. № 1. P. 012034.

## THE INFLUENCE OF INTERNAL GRAVITY WAVES IN THE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER ON TURBULENCE CHARACTERISTICS MEASURED BY THE EDDY COVARIANCE TECHNIQUE

D.V. Zaitseva<sup>1,\*</sup>, M.A. Kallistratova<sup>1</sup>, V.S. Luyluykin<sup>1,2</sup>, R.D. Kouznetsov<sup>3</sup>, D.D. Kuznetsov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics Russian Academy of Science, Pyzhevskii per., 3, 119017 Moscow, Russia <sup>2</sup>Bauman Moscow State University, 2nd Baumanskaya, 5, 105005 Moscow, Russia <sup>3</sup>Finnish Meteorolgical Institute, Erik Palménin aukio 1, FI-00101 Helsinki, Finland

## \*e-mail: zaycevadv@gmail.com

The paper presents the results of an analysis of the influence of submesoscale internal gravity waves (IGWs), registered with the help of a sodar in the atmospheric boundary layer, on turbulence characteristics measured in the surface layer. Data obtained in rural areas in the Moscow region were used. Two types of IGW were identified visually on sodar echograms: internal gravity-shear waves (IGSW) of the Kelvin-Helmholtz wave type and buoyancy waves (BW). For 28 episodes of IGSW and 10 episodes of BW, based on the data of eddy covariance measurements carried out with an ultrasonic thermometer-anemometer located on a mast 56 m high, turbulent kinetic energy, as well as heat and momentum fluxes were calculated. Alterations of these characteristics accompanying the passage of wave trains were investigated, particularly, quantitative estimates were made, and degree of influence of IGSW and BW on the turbulence was compared.

**Keywords:** sodar, stable atmospheric boundary layer, internal gravity waves, Kelvin-Helmholtz waves, buyoancy waves, turbulence, heat flux, momentum flux, turbulent kinetic energy

УДК 551.55, 551.510.522, 551.506.3, 551.515.8

## ДИАГНОСТИКА ШКВАЛОВ ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ ЧЕРЕЗ ВЫСОТНУЮ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКУЮ МАЧТУ В г. ОБНИНСК В 2014–2023 гг.

© 2024 г. Н.В. Вазаева<sup>*a,b,\**</sup>, Л.К. Кулижникова<sup>*c,a*</sup>, М.К. Мацкевич<sup>*c,a*</sup>

<sup>а</sup>Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, Пыжевский пер. 3, 109017 Россия <sup>b</sup>МГТУ им. Н. Э. Баумана, Москва, 2-я Бауманская ул., д. 5, стр. 1, 105005 Россия <sup>c</sup>Научно-производственное объединение "Тайфун", Калужская область, г. Обнинск, ул. Победы, 4, 249038 Россия

\**e-mail: vazaevanv@ifaran.ru* Поступила в редакцию 20.09.2023 г. После доработки 07.05.2024 г. Принята к публикации 29.05.2024 г.

За счет своего локального, внезапного характера, осложняющего прогноз, шквалы зачастую наносят значительный материальный ущерб и относятся к экстремальным погодным явлениям. Диагностика шквалов и увеличение точности моделирования для усовершенствования их оперативного прогнозирования имеет высокую актуальность. Определение основных характеристик шквалов с помощью диагностики частных случаев и анализа таких случаев представляет большой интерес для установления причин возникновения экстремальных явлений, которые до сих пор нелостаточно изучены. Источником получения первичной информации о характеристиках шквалов является обработка большого массива данных наблюдений высотной метеорологической мачты (ВММ) Института экспериментальной метеорологии ФГБУ "НПО "Тайфун", представленных в настоящей статье за 2014-2023 гг. Такие экспериментальные данные по ряду долгосрочных наблюдений на ВММ позволили после обработки и анализа полей скорости зафиксировать интенсивные шквалы, проходящие через полигон. Были получены и проанализированы основные характеристики этих частных случаев шквалов, часть из которых одновременно моделировалась с использованием негидростатической мезомасштабной атмосферной модели WRF-ARW, адаптированной для района наблюдений, а также была проведена верификация с данными натурных экспериментов. Показано хорошее соответствие модельных результатов и данных наблюдений для частного случая шквалов.

Ключевые слова: атмосферный пограничный слой, шквалы, диагностика, данные наблюдений, высотная метеорологическая мачта, численное моделирование

DOI: 10.31857/S0002351524040036 EDN: JHJLBI

#### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в современном мире, вследствие климатических изменений, ведущих к изменениям общей картины атмосферной циркуляции, наблюдается усиление интенсивности и увеличение частоты шквалов на территории России. Шквалы – резкое усиление ветра в течение короткого времени, сопровождающееся изменениями его направления; скорость ветра при шквале нередко превышает 20-30 м/с (средняя скорость ветра не менее 20 м/с, на побережье морей и в горных районах не менее 25 м/с. Мгновенная скорость ветра (порыв) не менее 25 м/с, на побережье морей и в горных районах не менее 30 м/с) [Хромов, 1974]. Это экстремальное явление представляет особую опасность за счет своего локального, внезапного характера, осложняющего прогноз. Шквал обычно длится несколько минут,

захватывает узкую полосу в несколько сотен метров, но обладает значительной разрушительной силой, наносящей ощутимый ущерб экономике и населению, в частности, страдают линии электропередач и связи, повреждаются сельские постройки, нарушается работа точного оборудования и транспорта, в особенности, авиационного. Скорость ветра при шквале достигает разрушительной силы. Классификация шквалов по скорости ветра [Янькова и др., 2018]: слабые шквалы – 20 м/с, умеренные шквалы – 20–25 м/с, сильные шквалы – 25–30 м/с, особенно сильные шквалы – более 30 м/с. Кроме того, шквалы, как правило, сопровождаются осадками в виде ливневого дождя и града, либо пыльными бурями – в зависимости от состояния поверхности почвы и предшествующих метеорологических условий: температуры и влажности. Кроме очевидной разрушительности скоростей ветра в 20-30 м/с более умеренные шквалистые усиления ветра не менее опасны. Так, для авиации опасность представляет встречный шквал в 15 м/с, а боковой шквал «всего» в 8 м/с [Ленская и Абдуллаев, 2005]. Было установлено [Песков и Снитковский, 1968; Васильев и др., 2009], что вероятность возникновения шквалов и скорость ветра тесно связаны с обменом количеством движения между нисходящим потоком воздуха в кучево-дождевом облаке и нижней половины тропосферы, существенное влияние на формирование шквалов оказывает рельеф. Поэтому при моделировании нам будут особенно важны поля скорости ветра, температуры, влажности. Известно [Янькова и др., 2018; Алексеева, 2019], что шквалы связаны с конвективной деятельностью, однако закономерности формирования, развития и прогноз шквалов до сих пор изучены недостаточно, и проблема остается актуальной. Статистическая обработка случаев со шквалами и смерчами (при скоростях ветра 25 м/с и более) позволила выявить некоторые закономерности возникновения этих опасных явлений [Грищенко, 2009], таких, как частота их возникновения и районы, наиболее подверженные угрозе этих опасных явлений. Но точность и заблаговременность прогноза остаются недостаточными и требуют дальнейшего изучения. В [Новицкий и др., 1997], авторы которого имеют большой опыт анализа шквалов, было проведено теоретическое и физическое моделирование мезомасштабных течений (бризы, шквалы, ураганы). Физическое моделирование этих процессов выполнено в лабораторных условиях. Получены данные о полях температуры и скорости фронта гравитационных течений стратифицированных сред при отсутствии и наличии конвекции и конденсационного тепловыделения на фронте, продемонстрирована возможность усиления вертикальных движений при встречном движении фронтов, а также возможность перетекания одного фронта через другой. Шквалы на территории Беларуси изучались, например, в [Волчек, Шпока, 2011]. Проводились исследования шквалов в Архангельской области [Грищенко, 2009] и на Урале [Шихов и др. 2018]. По результатам [Шихов и др, 2018] проведен статистический анализ, всего по спутниковым данным выявлено восемь участков ветровалов на общей площади более 1500 га в Свердловской, Курганской и Тюменской областях. Из них три случая

вызваны шквалами и пять – смерчами. На основе анализа синоптического положения, а также параметров неустойчивости по данным глобальных моделей прогноза погоды GFS/NCEP и GEM/ CMC здесь были установлены основные факторы, способствовавшие возникновению смерчей, и регионы Урала, где с наибольшей вероятностью могут возникать шквалы. Фронтальные шквалы изучались, например, в [Omotosho, 1985], тропические шквалы – в [Lo, Orton, 2016; Wijesekera, Gregg, 1996; Omotosho, 1984].

Изучение причин возникновения шквалов, их оперативный прогноз и учет в долгосрочном градостроительном планировании, повышение точности численного моделирования, требуют разработки и развития инструментов и методов экспериментальных исследований, обработки, анализа и практического использования полученных экспериментальных данных. Развитие населенных пунктов и увеличение численности населения в мегаполисах сопровождается возрастанием уязвимости общества к опасным явлениям погоды, что также налагает повышенные требования к системам атмосферного моделирования.

Одним из способов диагностики шквалов и получения первичной информации об их характеристиках является обработка большого массива данных наблюдений высотной метеорологической мачты (ВММ) Института экспериментальной метеорологии ФГБУ "НПО "Тайфун", представленных в настоящей статье за 2014-2023 гг. Такие экспериментальные данные по ряду долгосрочных наблюдений на ВММ позволили после обработки и анализа полей скорости зафиксировать интенсивные шквалы, проходящие через полигон. Были получены и проанализированы основные характеристики этих частных случаев шквалов, часть из которых одновременно моделировалась с использованием негидростатической мезомасштабной атмосферной модели WRF-ARW, адаптированной для района наблюдений, а также была проведена верификация с данными натурных экспериментов.

Полученные результаты обладают высокой практической значимостью, с ними связаны задачи оценки порывистости и экстремальных значений пульсации ветра в строительной метеорологии для расчета динамической составляющей ветрового напора ветра; задачи метеорологического обеспечения авиации и промышленного рыболовства, задачи получения оценок частоты и повторяемости экстремальных погодных явлений.

## ВММ НПО "ТАЙФУН". ОПИСАНИЕ МАЧТЫ И ИЗМЕРЯЕМЫХ ДАННЫХ

Для получения первичной информации использовалась ВММ Института экспериментальной метеорологии ФГБУ "НПО "Тайфун" [Новицкий и др., 2018]. ВММ относится к группе специализированных высотных метеорологических мачт [Иванов, 1970], предназначена для проведения широкого комплекса метеорологических исследований (312 м, 13 уровней). Основное преимущество такой ВММ в возможности фиксировать структуру шквала в 300-метровом слое, в частности, по структуре поля скорости ветра, по форме усиления ветра, и, в особенности, по вертикальной компоненте скорости ветра в 300-метровом слое во время прохождения кучево-дождевых облаков. В этом слое происходит взлет и посадка самолетов, поэтому существенны сведения о восходящих и нисходящих потоках.

В 2014–2023 годах приборы, измеряющие скорость и направление ветра, а также температуру воздуха были установлены вблизи поверхности земли на метеоплощадке и на 5 уровнях высотной мачты: 25, 73, 121, 217 и 301 м. Метеорологические величины регистрировались с частотой 1 раз в секунду. Далее по ним вычислялись средние за 10 секунд значения. Непрерывные ряды этих величин являлись той базой данных, по которой определялись шквалистые усиления скорости ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы и их характеристики. Кроме пропеллерных датчиков ветра на ряде высот ВММ были установлены также акустические анемометры, измеряющие три

компоненты скорости ветра, включая вертикальную составляющую скорости. Такими приборами являлись метеорологический комплекс МК-15 разработки ФГБУ "НПО "Тайфун" и акустический анемометр "Модель 81000V" фирмы R. M. YOUNG COMPANY, США.

По каждому случаю шквалов проведен первичный синоптический анализ. Полная синоптическая ситуация для подробного определения характеристик кучево-дождевых облаков, являющихся одним из триггеров образования шквалов, описывается с помощью кольцевых карт погоды, карт барической топографии, и для настоящей темы исследования не является критичной, вследствие чего в данной статье не приводится.

Комплекс метеорологический МК-15 (Разработка НПО "Тайфун") с анемометрами акустическими предназначен для автоматических измерений вертикальной и горизонтальной скорости ветра, направления ветра, температуры и относительной влажности воздуха, атмосферного давления. Принцип действия комплекса МК-15 основан на преобразовании выходных параметров датчиков в цифровой код с последующим вычислением физических значений вертикальной и горизонтальной составляюших скорости ветра, направления горизонтальной составляющей скорости ветра, температуры воздуха на двух уровнях, относительной влажности воздуха, атмосферного давления. Все измеренные параметры визуально отображаются на экране монитора в цифровой и графической формах и хранятся в электронной памяти ПК. Метрологические характеристики комплекса МК-15 приведены в табл. 1. Частота регистрации измерений анемометрами МК-15 составляла 6.25 Гц. Новые модификации метеокомплекса позволяют регистрировать измерения с частотой 10 Гц.

Измеряемые метеорологические параметры	Диапазон измерения	Пределы допускаемой погрешности измерений
Атмосферное давление с изменяемым началом отсчета в диапазоне от 600 до 917, гПа	150	±0.3
Скорость ветра, м/с: – горизонтальная составляющая V <sub>r</sub> , – вертикальная составляющая V <sub>B</sub> ,	От 0.2 до 60 От минус10 до +10	$\begin{array}{c} \pm \ (0.2 {+} 0.03 \mathrm{V_{r}}) \\ \pm \ (0.2 {+} 0.03 \mathrm{V_{B}}) \end{array}$
Направление ветра, градусы	От 0 до 360	±2
Температура воздуха, °С	От минус 60 до +50	±0.2
Относительная влажность воздуха,%	От 5 до 100	± 3 − в диапазоне температур свыше 0 °С до +50 °С; ± 5 − в диапазоне температур от минус 40 °С до 0 °С вкл.; в диапазоне температур ниже минус 40 °С измерения не проводятся

Таблица 1. Метрологические характеристики комплекса МК-15

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024
Градация Высота, м		Градация	Высс	ота, м	Градация	Высота, м		
Vmax, м/с	8	301	ΔV, м/с	8	301	$\Delta t$ , мин	8	301
≥ 5.0–9.9	32		2.0÷4.9	5	1	$\leq 0.9$	17	11
10.0-14.9	27	7	5.0÷7.9	26	15	1.0÷1.9	14	13
15.0-19.9	5	27	8.0÷9.9	19	12	2.0÷2.9	9	10
20.0-24.9	1	15	10.0÷14.9	14	26	3.0÷3.9	8	9
25.0-29.9		13	15.0÷19.9	1	8	4.0÷4.9	10	4
$\geq$ 30		3	> 20		3	$\geq 5.0$	7	18

**Таблица 2**. Характеристики шквалистых усилений скорости и порывов ветра по измерениям на высотной мачте за 2014–2023 гг. Vmax – максимальная скорость ветра во время шквала;  $\Delta V$  – нарастание скорости ветра при шквале;  $\Delta t$  – время, за которое скорость ветра увеличилась до максимального значения

В 2021 и 2022 гг. на ВММ использовался только один акустический анемометр МК-15, установленный на высоте 217 м.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ. ОБЩИЙ АНАЛИЗ И ЧАСТНЫЕ СЛУЧАИ

Всего в 2014—2023 годах по измерениям на ВММ было зарегистрировано 64 шквалистых усиления скорости ветра. В таблице 2 приведены некоторые характеристики этих шквалов и порывов ветра.

Критерием выделения шквала было выбрано резкое усиление скорости ветра за короткое время. Все отобранные случаи были связаны с прохождением через высотную мачту кучево-дождевых облаков. Облака были или внутримассового происхождения, или связанные с холодным фронтом. В последнем случае скорость ветра во время шквала была выше. Отдельно выделена группа с резкими шквалами, со скоростью, увеличивающейся от небольшой величины – имеющими большой негативный потенциал возлействия на результаты хозяйственной деятельности человека, транспортную и сельскохозяйственную отрасли. Из-за сильной затененности уровня 8 м близко расположенным лесом и городской застройкой скорости ветра на этой высоте не достигали значения шквалов.

По результатам анализа шквалы были поделены на 3 группы:

- 1. Шквалы при прохождении нескольких кучево-дождевых облаков днем, внутримассовых или перед холодным фронтом.
- 2. Шквал на холодном фронте.
- Резкий шквал, когда скорость увеличивается от небольшой величины – от 0–6 м/с, – на величину, большую 15 м/с, за время до 5 мин, и с практически вертикальной кривой изменения скорости на части этого промежутка времени.

Внутри первых двух групп случаи шквалов подразделялись по скорости ветра на высоте 301 м: меньше или больше 20 м/с.

Так, **15 марта 2014 г.** при прохождении холодного фронта скорость ветра на высоте 301 м резко возросла от 14 м/с до 31.4 м/с.

**16 апреля 2015 г.** через ВММ проходили последовательно три кучево-дождевых облака. На фоне средней скорости ветра 15–20 м/с скорость на высоте 301 м увеличивалась до 32.1 м/с и 31.0 м/с.

**29 мая 2017 г.** до холодного фронта средняя скорость ветра на 301 м составляла 14—20 м/с. Непосредственно перед шквалом скорость уменьшилась до 12 м/с, а во время шквала в 16:30 ч скорость достигла максимального значения 27 м/с на высоте 217 м.

**21 апреля 2018 г.** максимальная скорость ветраво время шквала на холодном фронте составила 28 м/с на фоне среднем скорости ветра около 14 м/с.

18 октября 2022 г. днем через полигон ВММ проходил холодный атмосферный фронт. С 12:00 до 18:00 часов отмечался умеренно сильный ветер, вызванный большим горизонтальным градиентом давления. На высоте 301 м скорость ветра составляла 15–18 м/с. Скорость ветра во всем 300-метровом слое начала увеличиваться после 8:00 ч и достигла максимума (25.3 м/с на высоте 301 м) в 12:20 ч.

**7 июля 2022 г.** отмечался шквал на холодном участке фронта с кратковременным усилением скорости ветра. На высоте 8 м скорость увеличилась от 0.2 м/с до 9.1 м/с с 16:36 ч до 16:48 ч. На высоте 121 м скорость ветра увеличилась в это же время с 4.6 м/с до 23.2 м/с. Прохождение фронтальной зоны сопровождалось грозой, шквалистым усилением скорости ветра и сильным ливневым дождем. Выпало 18.8 мм осадков.

30 октября 2022 г. район Москвы и Обнинска находился в южной части циклона с центром над



Рис. 1. Анализ синоптической ситуации по приземным картам Гидрометцентра РФ за 04.07.2016, 06:00 ВСВ.

Белым морем. Давление в центре циклона составляло 985 гПа. С 9:00 ч до 15:00 ч через Обнинск проходил холодный фронт этого циклона. По данным метеостанции Малоярославец, расположенной в 12 км к юго-западу от Обнинска, перед фронтом, в 15:00 ч, отмечались ливневые осадки в виде дождя, за фронтом, в 18:00 ч — в виде снега. При прохождении двух кучево-дождевых облаков отмечалось усиление ветра и падение тем-

пературы воздуха. С 17:00 ч до 17:10 ч проходила зона холодного фронта с падением температуры на 3.8°С. Максимальная скорость ветра на первом облаке составила 21.3 м/с на высоте 301 м, а на холодном фронте – 24.2 м/с.

# Случай 2 января 2023 г.

1 и 2 января район Москвы и Обнинска находился под влиянием обширного циклона с центром над Балтийским морем (смещающегося на



Рис. 2. Анализ синоптической ситуации по приземным картам Гидрометцентра РФ за 04.07.2016, 12:00 ВСВ.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

### Н.В. ВАЗАЕВА и др.

Таблица 3. Параметры сетки и выбранные схемы параметризации в модели

Расчетное время	03.07.2016 12:00 BCB-05.07.2016 00:00 BCB
Количество вложенных сеток	5
Тип проекции карты	Lambert
Шаг сетки	1620 м / 540 м / 180 м / 60 м / 20 м
Количество шагов сетки в направлении север-юг	210 / 211 / 211 / 211 / 211
Количество шагов сетки в направлении восток-запад	210 / 211 / 211 / 211 / 211
Количество вертикальных уровней	40 / 40 / 118 / 118 / 118
Шаг по времени для первой области	9 c
Длинноволновая и коротковолновая радиация	Rapid Radiative Transfer Model и Goddard shortwave (Two-stream multi-band scheme)
Поверхностный слой	Monin-Obukhov (Zilitinkevitch)
Модель поверхности земли	Noah, (Chen et al., 2001)
Турбулентности	схема полной диффузии с использованием трехмерного метода Смагоринского и для LES-моделирования – схема простой диффузии с использованием двухмерного метода (коэффициент К определяется только с использованием горизонтальной деформации)
Микрофизика	Morrison double-Momentum scheme
Атмосферный пограничный слой	Mellor-Jamada-Janjic scheme (Janjic, 1994, MWR), LES схема
Эмиссия (сальтационная)	Shao (2011)
Эмиссия (несальтационная)	Разработанная и внедренная в модель

юго-восток) и его атмосферных фронтов. 1 января наблюдалось падение давления в течение суток на 8.5 мм рт. ст. (с 742.8 до 734.2 мм рт. ст.) При этом температура росла во всем слое. На 2 м за сутки температура повысилась на 6.5°С (с 0.8°С до 7.3°С). Постепенно ветер усиливался с 13.5 м/с до 20 м/с (на 301 м). 2 января в 02:18 был минимум атмосферного давления - 732.9 мм рт. ст. С 02:25 ч до 02:30 ч наблюдалось увеличение давления на 2 мм. рт. ст. Далее в течение дня давление выросло на 7.9 мм. рт. ст. С 02:24 ч до 02:26 ч скорость на 301 м увеличилась с 16.8 м/с до 31.5 м/с. На 8 м максимум скорости составил 11.3 м/с. В 02:30 ч проходил холодный фронт и далее началась адвекция холода. К 22:00 ч. температура на 2 м опустилась до -3° С.

Шквалы и шквалистые усиления ветра, проанализированные в статье, категорировались в следующем количественном соотношении: 1 группа — 34, 2 группа — 20, 3 группа — 5, и 5 шквалов мы выделяли в особую категорию, которая объединяет две из предложенных групп, либо которые происходят на двух холодных фронтах (как, например, 14.03.2020 г.), либо, как в случае 1 и 2 января 2023 г. образовывались под влиянием обширного циклона с центром над Балтийским морем (смещающегося на юго-восток) и его атмосферных фронтов. Для получения процентного соотношения эти последние особые случаи внесены в группу 2, по присутствующим в этих случаях холодным фронтам. Таким образом, в процентном соотношении получили: 1 группа – 53.125%, 2 группа – примерно 39.692%, 3 группа – 7.813% от всех проанализированных частных случаев.

Ниже приведено подробное описание погодных условий и измеренных величин скорости ветра, температуры воздуха, других характеристик частных случаев шквалов. Частные случаи использовались для верификации адаптированной модели WRF-ARW, которая способна разрешать шквалистый ветер на выбранной территории и ее влияния на гидродинамические потоки. Подробное описание модели приведено в Главе 4 настоящей статьи.

#### Шквал 4.07.2016

Анализ частного случая начинался с синоптической ситуации по приземным картам Гидрометцентра РФ за 04.07.2016, 06:00 ВСВ. Район Москвы и Обнинска находился на южной периферии обширного циклона с основным центром в районе Шпицбергена (см. рис. 1). Вторичный центр циклона без замкнутой изобары располагался северо-западнее Москвы. Он образовался на волне холодного и теплого фронтов. Примерно в 17:00 ч в Обнинске наблюдался сильный



Рис. 3. Измерения вертикального профиля температуры в нижнем 1-километровом слое в Москве, ФГБУ ЦАО. (а) Время измерений с 15:00 3 июля по 12:00 4 июля; (б) время измерений с 12:00 4 июля по 09:00 5 июля. Температура указана цветом в градусах Цельсия, в зависимости от высоты и времени измерений.

ливень и резкое похолодание: на 8° С на высоте 2 м (см. рис. 2). Прошел холодный атмосферный фронт циклона с вторичным центром в районе Санкт-Петербурга.

За день до описываемого частного случая, 03.07.2016 г., Обнинск находится в малоградиентном барическом поле седловины. Кучево-дождевые облака имели внутримассовый характер, т.е. не были связаны с фронтами, а были вызваны конвекцией, которая развилась днем после полудня из-за прогрева поверхности. В 13:54 ч в Обнинске начался ливень, гроза. В 14:01 ливень уже был слабым, а в 14:10 закончился.

Всего в этот день наблюдалось 2 холодных фронта. На первом фронте резкий одиночный шквал с максимальной скоростью ветра 18.9 м/с.

На втором фронте, в 19:00 ч по местному времени общее резкое повышение скорости ветра, с 7 до 14 м/с на высоте 301 м.

Измерения вертикального профиля температуры в нижнем 1-километровом слое в Москве проведены с помощью оборудования компании НПО АТТЕХ [17] и показаны на рисунке 3. Координаты профилемера: ФГБУ Центральная аэрологическая обсерватория, Московская обл., г. Долгопрудный, ул. Первомайская, 3 (55°55′32′′ N, 37°31′23′′ Е). По профилю температуры хорошо заметно резкое ее падение в момент прохождения шквала, что позволяет использовать данные этих измерений для дальнейшей верификации численной модели и четкой фиксации момента начала усиления ветра.

Временной ход средних за 10 секунд значений метеопараметров, измеренных на ВММ ФГБУ "НПО "Тайфун" в г. Обнинске, приведен на рисунках 4–8 для, соответственно, температуры воздуха на шести высотах в течение суток, атмосферного давления на высоте 2 м, относительной влажность воздуха на высоте 2 м, скорости ветра (м/с) на пяти высотах, направления ветра в градусах на четырех высотах. Показано изменение характеристик для всех суток и для времени первого шквала, с 15:00 по 19:00 часов по московскому времени.

Осадки по данным наблюдателя на полигоне ВММ: ливневой дождь сильный 16:25–16:31; ливневой дождь умеренный 16:23–16:25, 16:31–16:33, 16:42–16:48; ливневой дождь слабый 16:33–16:42, 16:48-М (продолжался после срока наблюдений); гроза с 16:15 до 17:05; 16:42–16:50 над нами. Сумма осадков с 16:00 до 17:00 ч составила 6.9 мм.

Временной ход средних за 10 секунд значений метеопараметров, измеренных акустическими анемометрами 81000 фирмы Young, США на ВММ ФГБУ "НПО "Тайфун" в г. Обнинске 4 июля 2016 г. показан на рис. 9–12. Показаны значения скорости ветра по компонентам, такая развертка особенно интересна для определения структуры потока и оценки вертикальных размеров шквалов. Данные скорости, замеренные этим прибором, показывают значения, близкие к измеренным с помощью комплекса МК-15.

## ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ WRF-ARW

Для численного моделирования синоптической ситуации и частного случая шквала была

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА



**Рис.** 4. Температура воздуха (°С) на шести высотах в течение суток. По оси X – час суток<br/>t2 – температура на высоте 2 м;<br/>t3 – температура на высоте 73 м;<br/>t9 – температура на высоте 217 м;t1 – температура на высоте 25 м;<br/>t5 – температура на высоте 121 м;<br/>t13 – температура на высоте 301 м.

выбрана открытая исследовательская негидростатическая мезомасштабная атмосферная модель WRF — Weather Research and Forecasting [Skamarock et al, 2019; Вельтищев и Жупанов, 2010], версия 4.3.3. В частности, модуль WRF-LES для воспроизведения шквалов на сетке с шагом 60 и 20 м. В настоящее время открытая модель WRF является одной из наиболее универсальных и отлаженных открытых систем моделирования атмосферы. На основе этой модели были подобраны граничные и начальные условия, а также выбраны соответствующие параметризации. В дальнейшем предполагается использовать дополнительный химический блок модели WRF-Chem — версии модели WRF, которая позволяет воспроизводить характеристики газовых примесей, аэрозолей и других химических веществ совместно с метеорологическими полями в атмосферном пограничном слое (АПС) [Grell et al, 2005].

Основные параметры модели приведены в таблице 3. Время «разгона» модели – сутки. При расчетах использовались вложенные сетки. По вертикали все области имеют сгущение в пограничном слое. В качестве начальных и граничных данных использованы поля реанализа CFSR второй версии (CFSv2). Начальные данные основных метеорологических характеристик даны на сетке с разрешением: 0,5° x 0,5° для уровней дав-



Рис. 6. Относительная влажность воздуха (%) на высоте 2 м.

hi

15

19



**Рис.** 7. Скорость ветра (м/с) на пяти высотах. v8 – скорость ветра на высоте 8 м. Остальные высоты те же, что для температуры воздуха (см. рис. 4).



**Рис.** 9. Модуль скорости ветра (м/с) на четырех высотах (25, 73, 121 и 265 м).

ления и 0,2° х 0,2° для значений на поверхности по широте и долготе. Временной интервал между начальными полями метеопараметров равен 6 часам. Координаты центра расчетной области соответствуют положению ВММ в Обнинске.

Отметим, что шквалы начинают неплохо воспроизводиться уже на сетках с горизонтальным масштабом около 500 м. Более детальное воспроизведение подобных движений в пограничном слое требует разрешения на порядок больше — хотя бы 60 м по горизонтали. Это возможно сделать в рамках WRF-LES модуля. В этой модели увеличение пространственного разрешения по горизонтальным координатам является более выгодным, чем увеличение вертикального пространственного разрешения.

2024

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4











**Рис.** 11. Модуль скорости (а), вертикальная компонента (б) и 3 компоненты скорости (в) на разных высотах (25, 73, 121 и 265 м) с 15:36 до 16:36.



нента скорости ветра (м/с) на высоте 265 м.

В настоящей работе горизонтальная сетка с пространственным разрешением 60 м уже позволяет получить результаты с достаточной степенью точности, сетка с шагом 20 м детализирует рассчитанные поля метеорологических параметров.

Первый шквал наблюдался в 12:00—14:00 ВСВ. Приведем рассчитанные характеристики шквалов для этого промежутка времени и сравним эти значения с наблюдаемыми на ВММ. Для наглядной визуализации шквалов результаты моделирования приведем в виде полей метеорологических величин для моментов времени: 12:00, 13:00, 14:00 ВСВ для части высот, а также более подробный вывод результатов с 10-минутным шагом для времени 13:00—14:00 ВСВ.

### РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ШКВАЛОВ 4.07.2016. ВЕРИФИКАЦИЯ С ДАННЫМИ НАБЛЮДЕНИЙ

Карта основных приземных метеорологических параметров: температуры и ветра на высоте 2 м, атмосферного давления на уровне моря, показана на рис. 13. По результатам моделирования восстановлено поле скорости, направление ветра показано на рис. 13, 14, по амплитуде скорости (отслеживалось в точке расположения мачты) зафиксировано усиление ветра в районе ВММ в период времени с 13:00 до 14:00 ВСВ. Максимальное значение скорости составляет 19 м/с на высоте 2 м, что близко к наблюдаемой величине (по данным наблюдений 18.9 м/с, см. рис. 7). Температура на высоте 2 м в точке расположения ВММ по расчетам изменялась от 23 до 18 °С за указанный промежуток времени от 12:00 до 14:00 ВСВ, и хорошо коррелирует с измеренными значениями, однако начальное значение температуры на 2 м несколько занижено по расчетам (по данным

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА





том 60 № 4 2024



наблюдений от 26 до 18 °C, см. рис. 4). Хорошее соответствие отмечено также и для атмосферного давления, и для влажности (см. рис. 13, 14 для результатов расчета модели и рис. 5, 6 для измеренных значений метеопараметров).

55°5'30''N

10 20

Распределение влажности и температуры по высоте показано на рисунке 15. Влажность повышается к моменту первого шквала. Видно, что рисунки 14, с влажностью и скоростью ветра на двух уровнях давления, и 15, с влажностью и температурой по всей высоте, позволяют восстановить полную картину геометрических характеристик шквалов и облачности. Последняя влияет на осадки, которые показаны на рисунке 16 для данных моделирования и, как и в случае с наблюдениями, показывают высокие значения для 4.07.2023.

5505/30



В настоящей статье представлены результаты моделирования только промежутка времени с первым шквалом.

30 40 50 60 70 80 90

Большой интерес представляет моделирование вертикальной скорости, являющейся показателем конвективных движений, связанных с образованием шквалов. Результаты расчета показаны на рисунке 17, где полученные значения интерполированы по всей высоте. Видно соответствие с данными BMM (см. рис. 10, 11). Отчетливо наблюдаются интенсивные конвективные движения в рассматриваемый промежуток времени образования первого шквала, что совместно с измеренными данными BMM, позволяет подтвердить участие конвективных механизмов, наблюдаемых в 300-метровом слое, в формировании сильных шквалов.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детально проанализированы случаи шквалов, зафиксированных на ВММ НПО "Тайфун" в 2014—2023 гг. По результатам анализа шквалы были поделены на 3 группы:

 – Группа 1. Шквалы при прохождении нескольких кучево-дождевых облаков днем, внутримассовых или перед холодным фронтом. Сюда входят подгруппы:

1.1. Максимальная скорость ветра при шквалах меньше 20 м/с на общем фоне слабого или умеренного среднего ветра

1.2. Максимальная скорость ветра во время одного или нескольких шквалов больше или равна 20 м/с. Средняя скорость ветра умеренная, не превышающая 10–12 м/с

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

Н.В. ВАЗАЕВА и др.



**Рис.** 16. Осадки – для 13:00(а), 13:10(б), 13:20(в), 13:30(г), 13:40(д), 13:50 (е), 14:00(ж) ВСВ; над районом измерений, вид сверху. ВММ располагается в центре области, координаты 55°06'42" с.ш. 36°35'54" в.д. Модифицированная модель WRF, 4 июля 2016 г. Шаг сетки 20 м.

1.3. На общем фоне сильного ветра, превышающего 10—12 м/с, несколько усилений ветра днем при прохождении кучево-дождевых облаков.

 – Группа 2. Шквал на холодном фронте. Сюда входят подгруппы:

2.1. Максимальная скорость ветра во время шквала меньше 20 м/с на высоте 301 м

2.2. Максимальная скорость ветра во время шквала больше или равна 20 м/с на высоте 301 м

 – Группа 3. Резкий шквал, когда скорость увеличивается от небольшой величины.

Рассмотрена подробная диагностика частного случая шквала 4 июля 2016 г. по результатам наблюдений на ВММ и численного моделирования на модифицированной для данной местности и синоптической ситуации модели WRF. Моделировалась температуры воздуха на разных высотах в течение суток, атмосферное давления, относительной влажность воздуха, компоненты скорости ветра. Результаты моделирования с хорошей точностью согласуются с данными наблюдений для описанного частного случая. Максимальное значение скорости ветра в шквале на первом одиночном холодном фронте составило 18.9 м/с по наблюдениям и 19 м/с по результатам моделирования. Успешное воспроизведение выбранного частного случая показывает перспективность используемой модели для воспроизведения случаев сильных шквалов, что, при увеличении в дальнейшей работе статистической достоверности результатов путем анализа других из приведенных и зафиксированных средствами ВММ частных случаев шквалов, позволит достичь увеличения точности оперативного прогноза шквалов.

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ (проект № 22–77–00098).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева А.А. Особенности условий возникновения активной конвекции с сильными шквалами // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 2. С. 41–58.
- Васильев Е. В., Алексеева А.А., Песков Б. Е. Условия возникновения и краткосрочный прогноз сильных шквалов // Метеорология и гидрология. 2009. № 1. С. 5–15.
- Вельтищев Н. Ф., Жупанов В. Д. Численные прогнозы погоды по негидростатическим моделям общего пользования WRF-ARW и WRF-NMM. М.: ТРИ-АДА ЛТД, 2010. С. 94–135.
- Волчек А.А., Шпока И.Н. Шквалы на территории Беларуси. 2011.
- Грищенко И. В. Шквалы и смерчи на территории Архангельской области и Ненецкого автономного округа // Arctic Environmental Research. 2009. № 4.
- Иванов В. Н. Использование высотной метеорологической мачты ИЭМ для изучения пограничного слоя атмосферы // Труды ИЭМ. 1970. № 12. С. 144.
- Ленская О. Ю., Абдуллаев С. М. Метод реконструкции типа мезомасштабных систем осадков, генерирующих шквалы, по особенностям изменения приземного давления // Вестник Челябинского государственного университета. 2005. Т. 12. № 1.



**Рис. 17.** Распределение вертикальной скорости по высоте в нижнем слое АПС – для 12:00 (а),12:30 (б), 13:00 (в), 13:30 (г), 14:00 (д) ВСВ; над районом измерений, вид сбоку. Координаты ВММ 55°06′42″ с.ш. 36°35′54″ в.д. Модифицированная модель WRF, 4 июля 2016 г. Шаг сетки 60 м.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

- Новицкий М.А. и др. Теоретическое и физическое моделирование мезомасштабных атмосферных течений (бризы, шквалы, ураганы). Российский фонд фундаментальных исследований, 1997. № 97–05–65676.
- Новицкий М.А., Кулижникова Л.К., Мацкевич М.К. Анализ прохождения интенсивного шквала через полигон высотной метеорологической мачты в г. Обнинск // Метеорология и гидрология. 2018. № 5. С. 102–107.
- *Песков Б. Е., Снитковский А. И.* К прогнозу сильных шквалов // Метеорология и гидрология. 1968. С. 52–57.
- *Хромов С. П.* Метеорологический словарь // Хромов С. П., Мамонтова Л. И. 3-е издание переработанное и дополненное. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 568 с.
- Шихов А. Н., Ажигов И. О., Быков А. В. Смерчи и шквалы на Урале в июне 2017 года: анализ по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 1. С. 272–281.
- Янькова Ю. С. и др. Шквалы на территории Иркутской области // Безопасность природопользования в условиях устойчивого развития. 2018. С. 54–61.
- *Bayo Omotosho J.* The separate contributions of line squalls, thunderstorms and the monsoon to the total

rainfall in Nigeria // Journal of climatology. 1985. T. 5. № 5. C. 543–552.

- Grell, G.A., Peckham, S.E., Schmitz, R., McKeen, S.A., Frost, G., Skamarock, W.C., & Eder, B. Fully coupled "online" chemistry within the WRF model // Atmospheric Environment, 2005. V. 39. № 37. P. 6957–6975.
- Lo J. C.F., Orton T. The general features of tropical Sumatra squalls // Weather. 2016. T. 71. № 7. C. 175–178.
- Omotosho J. B. Spatial and seasonal variation of line squalls over West Africa // Archives for meteorology, geophysics, and bioclimatology. Series A. 1984. T. 33. № 2. C. 143–150.
- Skamarock, W.C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Liu Z., Berner J., Wang W., Powers J. G., Duda M. G., Barker D. M., and Huang X.-Y., 2019: A Description of the Advanced Research WRF Version 4. NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR. 145 pp. doi:10.5065/1dfh-6p97
- Wijesekera H. W., Gregg M. C. Surface layer response to weak winds, westerly bursts, and rain squalls in the western Pacific Warm Pool // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1996. Т. 101. № С1. С. 977–997. http://attex.net/RU/index.php (дата обращения 12.05.2023)

# DIAGNOSTICS OF SQUEALS PASSING THROUGH THE OBNINSK'S HIGH-ALTITUDE INSTRUMENTAL TOWER IN2014–2023 N. V. Vazaeva<sup>1,2,\*</sup>, L. K. Kulizhnikova<sup>3,1</sup>, M. K. Matskevich<sup>3,1</sup>

<sup>1</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Pyzhyovskiy pereulok, 3, Moscow, 109017 Russia <sup>2</sup>Bauman Moscow State Technical University, Baumanskaya 2-ya, 5, Moscow, 105005 Russia <sup>3</sup>Federal State Budgetary Institution Research and Production Association Typhoon, 4, Pobedy str., Obninsk, Kaluzhsky region, 249038 Russia

#### \*e-mail: vazaevanv@ifaran.ru

Due to their local, sudden nature, which complicates the forecast, squalls often cause significant material damage and are classified as extreme weather events. Squall diagnostics and increasing the accuracy of modeling to improve their operational forecasting is of high relevance. Determining the main characteristics of squalls by diagnosing particular cases and analyzing such cases is of great interest in order to establish the causes of extreme events, which are still insufficiently studied. The source of obtaining primary information on the characteristics of squalls is the processing of a large array of observational data from a high-altitude meteorological mast (HMM) of the Institute of Experimental Meteorology of the Federal State Budgetary Institution NPO Typhoon, presented in this article for 2014–2023. Such experimental data on a number of long-term observations on the VMM made it possible, after processing and analyzing the velocity fields, to fix intense squalls passing through the polygon. The main characteristics of these special cases of squalls were obtained and analyzed, some of which were simultaneously simulated using the non-hydrostatic mesoscale atmospheric model WRF-ARW, adapted for the observation area, and verification was also carried out with data from field experiments. A good agreement between the model results and observational data for the particular case of squalls is shown.

**Keywords:** atmospheric boundary layer, squalls, diagnostics, observational data, high-rise meteorological mast, numerical modeling

УДК 551.465

# ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОРЯ УЭДДЕЛЛА

© 2024 г. Р.З. Мухаметьянов<sup>а,b,\*</sup>

<sup>а</sup>Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Нахимовский пр. 36, 117997 Россия <sup>b</sup>Московский физико-технический институт, г. Долгопрудный, Институтский пер. 9., 141700 Россия \*E-mail: rinat0233@mail.ru

> Поступила в редакцию 18.02.2024 г. После доработки 15.04.2024 г. Принята к публикации 29.05.2024 г.

Южный океан играет ключевую роль в глобальной циркуляции вод Мирового океана. Круговорот Уэдделла, являясь одним из двух круговоротов, определяющих крупномасштабную динамику вод Южного океана, оказывает значительное влияние на глобальную термохалинную циркуляцию. В связи с этим, исследование динамики и структуры вод в море Уэдделла представляется весьма актуальной задачей для улучшения нашего понимания происходящих в Мировом океане процессов. В данной работе на основе собранного из открытого источника (Pangaea) массива данных о скоростях течений с автономных заякоренных буйковых станций изучалась вертикальная структура течений на склоне в западной части моря Уэдделла (северо-западная и южная части). Основным результатом анализа средних значений скоростей является интенсификация течений в придонном слое. По всей видимости, этот эффект является характерной особенностью круговорота Уэдделла как для его западной ветви, так и для южной. Отмечавшееся раннее в отдельных работах увеличение значений скоростей в придонном слое на отдельных буйковых постановках в отдельных локациях, было подтверждено и показано на основе массива данных о скоростях течений по 108 датчикам на 37 заякоренных буйковых станциях для континентального склона в северо-западной и южной части моря Уэдделла.

Ключевые слова: Море Уэдделла, автономные заякоренные буйковые станции, течения

DOI: 10.31857/S0002351524040041 EDN: JHHJDD

#### ВВЕДЕНИЕ

Море Уэдделла расположено в Атлантическом секторе Южного Океана и, соответственно, омывает берега Антарктиды и Антарктического полуострова. Несмотря на его давнее открытие, еще в первой половине 19-го века, оно все еще является сравнительно малоизученным. Объясняется это довольно тяжелыми и суровыми ледовыми условиями. В связи с чем, большинство имеющихся о нем данных были получены в летнее время и, более того, в наименее труднодоступных его районах, поскольку даже в летнее время большая часть моря покрыта дрейфующим льдом и айсбергами [Клепиков, 1963].

Особенно труднодоступной является западная часть моря, которая остается своеобразным «белым пятном». Те немногие данные, что имеются, об этой части одного из самых недоступных районов Мирового океана были получены в том числе благодаря организации экспериментальной дрейфующей станции «Уэдделл-1» в 1992 г. Это был первый и единственный на данный момент опыт проведения долговременных ледовых станций в Антарктике. Благодаря измерениям, проводившимся во время дрейфа ледовой станции «Уэдделл-1» были получены уникальные данные о гидрологических и метеорологических условиях в западной части моря Уэдделла (ЗЧМУ) [Антипов и др., 2019]. В частности, было подтверждено наличие единой циркуляционной системы – круговорота Уэдделла, одного из двух основных круговоротов, характеризующих крупномасштабную динамику антарктической зоны.

Круговорот Уэдделла играет непропорционально большую роль не только в циркуляции вод Южного океана [Vernet et al., 2019], но и в глобальной термохалинной циркуляции [Thompson, Heywood, 2008; Julion et al., 2014].

Вентиляция вод абиссали Мирового океана в решающей степени зависит от формирования донных вод в полярных регионах [Orsi et al., 2001].



**Рис.** 1. Карта с расположением, рассматриваемых в данной работе, автономных заякоренных буйковых станций в море Уэдделла (слева). Станции в северо-западной части моря Уэдделла обведены синим прямоугольником, а станции в южной части – зеленым. Также справа представлена карта с расположением всех собранных станций, в том числе не принятых к анализу. Изобаты в 500 м и 3500 м отмечены более жирными линиями.



**Рис.** 2. Гистограмма, показывающая суммарную продолжительность измерений, выраженную в днях, для всех датчиков с автономных буйковых постановок в зависимости от года измерения.

Хорошо известно, что образование глубинных и донных вод возможно лишь в северной части Атлантического океана и в нескольких районах Антарктики. Одним из таких районов, причем ключевым, является море Уэдделла, а точнее его западная часть [Orsi et al., 1993; Fahrbach et al., 1995].

При всей актуальности изучения динамики и структуры вод в море Уэдделла, оно до сих пор остается малоизученным (по отношению к другим гораздо более доступным районам Мирового океана), в особенности, его западная часть. Для формирования более полной картины о гидрологических условиях в этом районе, необходимо проводить многолетние измерения, причем в разное время, то есть включая и зимнее время, в которое и без того суровые ледовые условия, становятся еще более тяжелыми. Хорошим решением является постановка автономных заякоренных буйковых станций (АБС), но и с ними имеются определенные трудности, учитывая специфику



**Рис. 3**. Гистограмма, показывающая суммарную для всех датчиков (со всех заякоренных буйковых станций) продолжительность измерения, выраженную в днях, в зависимости от дня года.

района. Понятно, что проблемы могут возникнуть как при постановке, так и при поднятии станции. Но при удачном поднятии АБС, появляется массив данных о конкретном месте за длительный период времени, что дает возможность для улучшения нашего понимания как общих гидрологических условий в данном районе, так и определенных особенностей структуры и динамики вод, их временной изменчивости.

Вертикальная структура течений в море Уэдделла остается одним из малоисследованных аспектов циркуляции данного региона [Vernet et al., 2019]. Основными элементами циркуляции здесь являются три динамических фронта: прибрежное течение, склоновый фронт и фронт моря Уэдделла [Thompson, Heywood, 2008]. В недавних работах было показано, что в проливе Брансфилда в ЗЧМУ скорости прибрежного течения увеличиваются с глубиной [Frey et al., 2023], однако, подобные данные для всего крупномасштабного круговорота Уэдделла остаются крайне редкими. **Таблица.** Информация по автономным заякоренным буйковым постановкам в море Уэдделла, рассматриваемых в данной работе. Для каждой станции указаны: название станции; координаты; глубина постановки буйковой станции; дата постановки; осредненные за весь период измерения, и после осредненные по датчикам северная и восточная компоненты скоростей на станции; а также продолжительность измерения, выраженная в днях.

Crowned	III.	Патрата	Глибника		Средняя	скорость	Кол-во
Станция	широта	долгота	Тлуоина	дата постановки	север	восток	дней
AWI206	-63.49	-52.12	927	13-сент-1989	4.3	1.8	351
AWI206-2	-63.49	-52.11	950	22-нояб-1990	7.4	2.5	427
AWI206-3	-63.49	-52.11	940	11-янв-1993	5.0	2.2	746
AWI206-5	-63.51	-52.11	962	962 03-апр-1998		0.3	262
AWI206-6	-63.48	-52.10	941	28-март-2008	4.4	2.0	1014
AWI206-7	-63.48	-52.10	946	06-янв-2011	2.9	1.0	942
AWI207	-63.76	-50.91	2461	14-сент-1989	1.8	-0.3	435
AWI207-10	-63.66	-50.81	2502	26-янв-2017	3.7	1.1	733
AWI207-2	-63.75	-50.91	2460	23-нояб-1990	1.4	-1.0	740
AWI207-3	-63.75	-50.91	2498	10-янв-1993	3.5	0.0	763
AWI207-4	-63.72	-50.82	2509	07-май-1996	4.6	0.1	696
AWI207-6	-63.70	-50.87	2474	14-март-2005	4.3	1.2	1109
AWI207-7	-63.71	-50.84	2494	27-мар-2008	3.8	0.7	1014
AWI207-8	-63.72	-50.83	2488	06-янв-2011	3.6	0.4	1971
AWI207-9	-63.73	-50.86	2482	12-янв-2013	4.1	0.6	1422
AWI216	-63.95	-49.15	3480	24-нояб-1990	3.2	2.2	457
AWI216-2	-63.96	-49.15	3498	06-май-1996	3.1	2.1	699
AWI259-1	-63.92	-49.27	3394	24-янв-2017	4.6	4.5	575
AWI260-1	-63.78	-50.09	2761	25-янв-2017	7.9	3.9	642
AWI261-1	-63.51	-51.64	1663	26-янв-2017	20.1	5.8	733
AWI262-1	-63.40	-52.29	650	28-янв-2017	6.5	3.5	732
D1	-74.07	-35.75	2100	02-февр-1985	20.3	21.7	350
F1	-74.51	-36.60	647	22-янв-1998	17.2	-37.6	393
F2	-74.43	-36.38	1180	23-янв-1998	7.1	-7.2	391
F3	-74.30	-36.08	1637	23-янв-1998	0.9	-8.9	396
F4	-74.16	-35.70	1984	24-янв-1998	0.1	-3.7	390
M1	-74.23	-32.32	967	10-февр-2009	0.4	-3.9	365
M2	-73.98	-32.28	1898	11-февр-2009	-0.4	-0.8	364
M3	-74.51	-30.17	725	13-февр-2009	6.2	-11.4	361
M4	-74.44	-30.04	1051	13-февр-2009	1.0	-1.5	361
M5	-74.17	-29.54	1917	13-февр-2009	0.0	-0.4	361
S2-1977	-74.67	-33.93	558	28-янв-1977	4.9	-5.9	411
S2-1985	-74.67	-33.93	545	26-янв-1985	4.2	-4.0	371
S2-1987	-74.67	-34.00	558	09-февр-1987	4.1	-5.2	404
S3	-74.58	-32.65	659	12-февр-1992	0.2	-11.1	356
W2	-74.36	-36.02	1411	16-февр-2010	-1.3	-12.0	363
W3	-74.22	-35.92	1844	16-февр-2010	1.1	-5.3	363

Целью данной работы является исследование вертикальной структуры течений на континентальном склоне в западной части моря Уэдделла (склон северо-западной и южной части моря Уэдделла) посредством сбора массива данных о скоростях течений с автономных заякоренных буйковых станций и их последующего совместного анализа.

# ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В данной работе использовались данные с АБС в море Уэдделла, а именно расположенные на континентальном склоне в южной и в северо-западной его частях, для которых характерен широкий шельф. За границу между склоном и шельфом в Антарктике можно принять изобату в 500 м [Nicholis et al., 2009, Клепиков, 1963]. Станции,

том 60 № 4 2024



**Рис. 4**. Распределение датчиков с автономных заякоренных буйковых станций по горизонтам их размещения. По оси х отложена глубина расположения датчика, а по у – их количество.

которые находятся на глубинах более чем 500 м, но при этом расположены близко к берегу, относились к шельфовым станциям и не принимались во внимание. Границей между абиссалью и склоном можно считать изобаты в 3500—4000 метров. Рассматривались АБС, на которых имелись датчики скорости (не менее двух на станцию, что позволяло сравнить скорости на различных глубинах).

Таким образом, в данной работе из большого массива собранных АБС представлены лишь подходящие под следующие условия: 1) расположенные на глубинах 500–3500 м в ЗЧМУ, но при этом не слишком близко к берегу 2) имеющие по крайней мере 2 датчика, измеряющие скорости течения. В итоге под данные условия подошли 37 АБС, расположение которых можно увидеть на рис. 1, а перечень самих станций с краткой информацией указан в таблице № 1. На карте с расположением станций можно выделить два основных района: северо-западная часть моря Уэдделла и южная часть (выделены на карте синим и зеленым прямоугольником соответственно).

Данные с искомых АБС были скачаны из открытой базы данных PANGAEA [https://www. pangaea.de]. Используемые в работе данные буйковых станций были получены далеко не в одной экспедиции. Станции устанавливались для различных целей, связанных с изучением как циркуляции вод в море Уэдделла, так и свойств различных водных масс, а также их временной изменчивости.

Для обработки и визуализации имеющихся данных использовался программный пакет Ocean Data View [Schlitzer, 2022], в котором была собрана коллекция из более чем 200 буйковых постановок, а после отобраны подходящие под наши критерии.

Как можно видеть в таблице, глубины, на которых были размещены АБС охватывают весь склон (от 545 м до 3498 м), а также имеют довольно широкий временной охват, что видно также по гистограмме, изображенной на рис. 2, на которой указана суммарная продолжительность измерений датчиков со всех АБС, выраженная в днях, для каждого отдельного года. Даты постановок буев охватывает период от 1977 г и вплоть



**Рис.** 5. Распределение количества датчиков по продолжительности их работы на автономных станциях, выраженной в месяцах.



**Рис. 6.** Магнитуда скорости со всех имеющихся датчиков на автономной заякоренной буйковой станции AWI207–10 за 2018 г. Горизонты размещения датчиков следующие: 245 м, 750 м, 2143 м, 2350 м. Глубина постановки станции 2502 м. Красной линией отмечена средняя за представленный период скорость на датчике. Даны соответствующие подписи средних скоростей.

до 2017 г. (а сами данные вплоть до 2021 г). (В измерениях имеются окна в периоды с 1978-го по 1985 г. и с 2000-го до 2005 г).

При этом данные измерений довольно равномерно охватывают все сезоны в течение года, что можно видеть на следующей гистограмме (рис. 3), на которой отмечена суммарная продолжительность измерений для всех датчиков, размещенных на станциях, для каждого дня года.

Горизонты размещения датчиков, установленных на АБС показаны на рис. 4. Диапазон горизонтов размещения датчиков на станциях составляет от 230 м до 3450 м. Охват горизонтов покрывает почти весь слой водной толщи, относящийся к склону (за исключением верхнего слоя в несколько сотен метров), и максимальный пробел в горизонтах составляет порядка 200 м. Больше всего датчиков было размещено на горизонтах 200—300 м.

Ниже представлена еще одна гистограмма (рис. 5), на которой можно видеть количество датчиков в зависимости от времени, выраженное в месяцах, которое эти датчики измеряли. Согласно рис. 5, есть два основных пика в районе одного и двух лет, то есть большая часть датчиков была установлена на период либо один год, либо два года, что вероятно обусловлено проведением экспедиций преимущественно в летние периоды Южного полушария. При этом минимальная продолжительность измерения датчика составля-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

ет немногим менее 1-го года, а максимальная более 5 лет.

Таким образом, представленные в этой статье данные с АБС имеют широкий временной охват по годам (порядка 40 лет), и довольно равномерное сезонное распределение. Данные были получены с АБС, установленных на широком диапазоне глубин, охватывающих весь склон, а сами датчики с этих постановок покрывают почти весь слой водной толщи по глубине размещения.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 6 показана магнитуда скорости со всех имеющихся датчиков на АБС AWI207-10 за один 2018 год (сама станция работала дольше), которая была поставлена на глубине в 2502 м. Распределение датчиков по глубине было следующим: один датчик был размещен в верхнем слое водной толщи на глубине примерно 245 м, один в глубинных слоях на горизонте примерно 750 м и еще два датчика были размещены в придонном слое (горизонты 2143 м и 2350 м). По временному ряду, изображенному на рисунке, можно заметить две важные особенности. Во-первых, скорости на датчиках имеют сильную изменчивость, что, в первую очередь, объясняется приливами. Во-вторых, магнитуды скоростей на датчиках в придонном слое достигают более высоких значений, чем магнитуды скорости в верхнем и в глубинном слое водной толщи. На датчике в верхнем и глубинном слое магнитуда скорости, в основном, не превышает значений 15 см/с, но максимум скоростей, при этом, составляет 21.2 см/с и 21.7 см/с соответственно. В то же время, магнитуда скорости на датчиках в придонном слое достигает максимальных значений 28.8 см/с и 27.5 см/с. Что касается средней скорости за представленный период, то она сначала несколько уменьшается от верхнего слоя к глубинному (от 6.1 см/с до 4.9 см/с), а затем увеличивается в придонном слое достигая значений 7.1 см/сек на горизонте в 2143 м и 9 см/с на самом нижнем горизонте в 2350 м (при глубине постановки 2502 м).

Для нивелирования вклада прилива в скорости течений, характерных для данного района, и получения информации об «истинных» или общих параметрах были рассчитаны и рассмотрены средние значения скоростей за длительный период времени, а именно за период измерения самого датчика. (период постановок варьируется от немногим менее года до более чем 3 лет). Таким образом можно будет говорить о характерных для данного района, параметрах течений.

Распределение средних значений скоростей на станциях и на датчиках представлены на рис. 7 (осреднение производилось первоначально на датчиках за период их измерения, а после на станции по средним значениям скоростей на датчиках).

При расчете средних значений скоростей, первоначально было произведено осреднение по компонентам (северная и восточная), а затем посчитана магнитуда, при этом не учитывалась вертикальная составляющая скорости.

Средняя магнитуда скорости на АБС, то есть осредненная по датчикам, почти на всех станциях не превышает 13 см/с. На нескольких АБС имеются средние магнитуды в диапазоне скоростей от 20 до 30 см/с (станции AWI261–1 и D1, соответ-



**Рис.** 7. Распределение осредненных за период измерения значений скоростей: слева для отдельных датчиков на буйковых постановках, справа для буйковых станций в целом, т.е осредненные по датчикам.



**Рис.** 8. По оси *у* отложена высота над морским дном, а по оси *х* – средняя за период измерения скорость на отдельном датчике. Цветом показан горизонт размещения датчика. Красной линией отмечена высота 200 м над дном.

ственно, здесь и далее названия станций приведены в соответствие с табл. 1). И еще на одной АБС осредненная по времени и по датчикам магнитуда скорости составляет 42 см/с (станция F1).

Средняя магнитуда скорости на датчиках в большинстве случаев не превышает 10 см/с (средняя скорость за весь период наблюдения), оставшаяся часть датчиков имеет значения полных средних скоростей в диапазоне от 10 см/с до 30 см/с, за исключением нескольких датчиков, на которых осредненные значения скоростей составляют 37 см/с, 45 см/с и 52 см/с. (это датчики со станций D1 и F1, соответственно, последние два значения с датчиков, относящихся к станции F1).

Согласно рассчитанным по датчикам средним значениям скоростей относительно высокие скорости имеются лишь в придонном слое (рис. 8). Практически все датчики (за исключением датчика на станции 261–1), на которых, скорости, осредненные за период измерения, превышают значения 10 см/с, расположены в двухсотметровом слое над дном (высота 200 м над дном показана красной линией на рис. 8).

Пространственное распределение скоростей в верхнем и в придонном слоях также подтверждает увеличение скоростей с глубиной (рис. 9). Этот эффект проявляется как в северо-западной, так и в южной частях моря Уэдделла. В верхней части рис. 9 изображены средние значения скоростей для датчиков, размещенных на глубинах в условно «верхнем» слое (глубина размещения датчика составляет до 0.75 Н, где Н – глубина постановки АБС). А в нижней части рисунка показаны средние значения скоростей для датчиков, размешенных в придонном слое (от 0.75 H, т.е. нижние 0.25 H). Визуально, вполне неплохо видна разница между средними значениями скоростей в придонном слое и в остальном вышележащем слое водной толщи. Направления скоростей в целом совпа-



**Рис.** 9. Карта с указанными осредненными за период измерения значениями скоростей для датчиков на АБС, относящихся к условно верхнему слою (на рисунках а и в, показаны синим цветом) с глубинами до 0.75 H, где H – глубина постановки станции, и для датчиков, размещенных в придонном слое (на рисунках б и г, показаны красным цветом) с глубинами от 0.75 H (нижние 0.25 H водной толщи). Показаны и северо-западная часть моря Уэдделла (а и б) и южная часть (в и г). Справа внизу представлена схема района, на которой синим прямоугольником отмечена северо-западная часть моря Уэдделла, а зеленым – южная часть.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

дают с батиметрией и ориентированы вдоль изобат. Исключением являются станции D1 и F2, на которых направления скоростей на придонных датчиках кардинально отличаются от общей картины. В северо-западной части моря скорости имеют большую северную и небольшую восточную компоненту. В южной части скорости имеют сильную западную составляющую и небольшую северную (за исключением двух станций D1 и F2). Получившиеся направления скоростей воспроизводят характерную для моря Уэдделла циркуляцию и соответствуют известной структуре круговорота Уэдделла.

На рис. 10 представлены распределения, осредненные за период измерения, скоростей на датчиках по отдельности для придонного и оставшегося верхнего слоя. На верхнем рисунке с распределением скоростей для верхнего слоя магнитуда скоростей, практически на всех датчиках невысокая (за исключением нескольких датчиков, на двух из которых скорости составляют порядка 10 см/с, и на последнем третьем датчике средняя скорость достигает 27 см/с (хотя этот датчик расположен на глубине примерно в районе 0.7 Н). На нижнем рисунке показано, что скорости принимают как относительно невысокие значения, так и весьма значительные, превышая значения скоростей в несколько десятков сантиметров.

Полученные результаты об интенсификации течений в придонном слое моря Уэдделла соот-



**Рис.** 10. Распределение средних за период измерения скоростей на датчиках отдельно для верхнего слоя в 0.75 H и отдельно для придонного слоя в 0.25 H, где H – глубина постановки автономной буйковой станции.

ветствуют недавно вышедшим работам. В частности, об этом упоминается в недавно вышедшей статье [Darelius et al., 2023]. Там это наблюдалось на основе данных с двух АБС (2017–2021 гг.), размещенных в верхней части склона. Также повышенные значения скоростей в придонном слое отмечалось на отдельных буйковых станциях, например, в работе [Von Gyldenfeldt et al., 2002]. В северо-западной части моря существенная интенсификация течений в придонном слое была обнаружена на восточной границе пролива Брансфилда [Frey et al., 2022]. Можно еще отметить, что интенсификация придонных скоростей течений отмечается и для других районов Мирового океана [Дианский и др., 2021].

При этом, скорости течений в море Уэдделла не везде имеют придонную интенсификацию. Так, даже на склоне, в восточной части моря наблюда-



**Рис.** 11. Относительные скорости на датчиках в зависимости от относительной глубины размещения датчика. Под относительной скоростью понимается отношение, осредненных за период измерения датчика, скоростей на отдельных датчиках к средней скорости на станции (т.е. осредненной по датчикам). Под относительной глубиной понимается отношение горизонта размещения датчика к глубине постановки автономной заякоренной буйковой станции. Цветом указана глубина постановки станции. Красной линией отмечена прямая y = 1 и соответственно, положение точки выше или ниже прямой говорит о том, выше или ниже средняя за период измерения скорость на этом датчике по отношению к средней скорости на станции.



**Рис. 12.** Относительные значения средних скоростей, с разделением по сезонам, показаны по оси у. Под относительной скоростью понимается отношение средней скорости за сезон на датчике к средней скорости за сезон на станции (т.е. осредненной по датчикам). Относительные глубины размещения датчиков указаны по оси х. Под относительной глубиной понимается отношение горизонта размещения датчика к глубине постановки автономной заякоренной буйковой станции. Цветом также указаны глубины размещения датчиков. Синим цветом отмечена прямая y = 1, положение точки выше или ниже этой прямой говорит о том, выше или ниже осредненная скорость на этом датчике по отношению к осредненной скорости на станции.

ется поверхностная интенсификация течений, по крайней мере, на отдельных АБС [Fahrbach et al., 1992].

В представленной работе придонная интенсификация, согласно массиву данных с 37 АБС, расположенных в северо-западной и южной частях моря Уэдделла, присутствует на большинстве склоновых станциях вплоть до глубин 3500 м. Таким образом, эффект придонной интенсификации течений является характерным для исследуемого района.

На рис. 11 можно видеть характер изменения средней скорости на станции по глубине, который вполне отражает эффект придонной интенсификации течений. Средние скорости на отдельных датчиках, превышающие среднее значение

2024

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4

скорости по всей водной толще, показаны точками, лежащими выше прямой y = 1 на рис. 11. На рисунке довольно хорошо видно, что практически все датчики (за исключением одного датчика со станции М4), на которых относительные значения средних скоростей превышают 1, расположены в придонном слое примерно в 0.25 H, где H — глубина размещения самой АБС. Причем относительные значения скоростей на некоторых датчиках превышают значение 2, т.е. средняя скорость на этих датчиках более чем в два раза выше, чем средняя по станции.

При рассмотрении средних значений скоростей, посчитанные отдельно для каждого сезона, наблюдается аналогичная картина с интенсификацией течения в придонном слое. На рис. 12, аналогичному предыдущему, с относительными значениями средних скоростей по отношению к относительной глубине, но с разделением по сезонам (с января по март, с апреля по июнь, с июля по сентябрь и с октября по декабрь), можно видеть, что ускорение течения в придонном слое примерно в 0.2–0.3 Н присутствует во все сезоны, пусть и с некоторыми выбивающимися точками (основное облако точек, лежащее над границей в 1 расположено в придонном слое). Так что, по всей видимости, наблюдаемая придонная интенсификация течений в придонном слое в южной и северо-западной части моря, является характерной особенностью моря Уэдделла и присутствует круглогодично. Явного сезонного хода не наблюдается.

#### выводы

В ходе данной работы был собран из открытого источника (Pangaea) массив данных с АБС в море Уэдделла, охватывающий временной период более 40 лет с 1977 по 2021 гг. Проанализированы данные временных рядов с буйковых постановок, относящиеся к склону (диапазон глубин постановки примерно от 500 до 3500 м, горизонт размещения самих датчиков от 250 м до 3400 м) в южной и северо-западной части моря Уэдделла. Выводы основаны на средних значениях скоростей за период измерения как для отдельных датчиков, так и для станций в целом, т.е. осредненные по датчикам. На основе рассчитанных средних значений скоростей течений для АБС и для отдельных датчиков на этих станциях, были получены следующие выводы:

- Направления осредненных скоростей на датчиках соответствуют имеющимся представлениям о течениях в море Уэдделла (круговорот Уэдделла циклонической направленности). Осредненные скорости на датчиках ориентированы в целом по направлению изобат, в северо-западной части моря на север-северовосток, а в южной на запад-северо-запад, за исключением нескольких датчиков в придонном слое.
- На основе данных осредненных скоростей с буйковых станций (37 постановок) установлено, что для континентального склона в южной и северо-западной частях моря Уэдделла характерна придонная интенсификация течений в слое примерно в 0.2–0.3 H, где H – глубина постановки автономной буйковой станции.
- Показано, что выявленное увеличение осредненных скоростей течений в придонном слое на континентальном склоне в южной и северозападной частях моря Уэдделла присутствует круглогодично и не имеет ярко-выраженного сезонного хода.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана госзаданием ИОРАН FMWE-2024–0016 (работа с базами данных) и грантом РНФ 21–77–20004 (анализ данных и интерпретация).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипов Н. Н., Багрянцев Н. В., Данилов А. И., Клепиков А. В. Зимние исследования антарктической зоны Южного океана (к 25-летию организации советско-российско-американской дрейфующей станции «Уэдделл –1») // Океанология. 2019. Т. 59. № 2. С. 308–310.
- Дианский Н.А., Морозов Е.Г., Фомин В.В., Фрей Д.И. Распространение загрязнений в Норвежском море от придонного источника // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 2. С. 218– 230.

https://doi.org/10.31857/S0002351521020048

- Клепиков В. В. Гидрология моря Уэдделла // Труды Сов. Антарктической Экспедиции 1963. Т. 17. С. 45-93.
- Darelius E., Fer I., Janout M.A., Daae K., Steiger N. Observations of the shelf break current in the southern Weddell Sea: seasonal variability and mean state // ESS Open Archive. 2023. https://doi.org/10.22541/ essoar.169945617.72057337/v1
- *Fahrbach E., Rohardt G., Krause G.* The Antarctic coastal current in the southeastern Weddell Sea // Polar Biology. 1992. V. 12. P. 171–182.

- Fahrbach E., Rohardt G., Scheele N., Schroder M., Strass V., Wisotzki A. Formation and discharge of deep and bottom water in the northwestern Weddell sea // Journal of Marine Research. 1995. V. 53. № 4. P. 515–538.
- Frey D., Krechik V., Gordey A., Gladyshev S., Churin D., Drozd I., Osadchiev A., Kashin S., Morozov E. and Smirnova D. Austral summer circulation in the Bransfield Strait based on SADCP measurements and satellite altimetry // Front. Mar. Sci. V. 10:1111541. https://doi. org/10.3389/fmars.2023.1111541
- Frey D. I., Krechik V.A., Morozov E. G., Drozd I. D., Gordey A. S., Latushkin A.A., Mekhova O. S., Mukhametianov R. Z., Murzina S. A., Ostroumova S. A., Ponomarev V. I., Salyuk P. A., Smirnova D. A., Shutov S. A., Zuev O. A. Water Exchange between Deep Basins of the Bransfield Strait // Water. 2022. V. 14. P. 3193. https://doi.org/10.3390/w14203193
- Jullion L., Naveira Garabato A. C., Bacon S., Meredith M. P., Brown P.J., Torres-Valdes S., Speer K. G., Holland P. R., Dong J., Bakker D., Hoppema M., Loose B., Venables H.J., Jenkins W.J., Messias M.-J., Fahrbach E. The contribution of the Weddell Gyre to the lower limb of the Global Overturning Circulation // Journal of Geophysical Research. 2014. V. 119. P. 3357–3377. https://doi.org/10.1002/2013JC009725
- Nicholls K. W., Østerhus S., Makinson K., Gammelsrød T., Fahrbach E. Ice-Ocean Processes over the Continental Shelf of the Southern Weddell Sea, Antarctica: A Re-

view // Reviews of Geophysics. 2009. V. 47. P. 1–23. https://doi.org/10.1029/ 2007RG000250

- *Orsi A. H., Jacobs S. S., Gordon A. L., Visbeck M.* Cooling and ventilating the abyssal ocean // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28. P. 2923–2926.
- *Orsi A. H., Nowlin W. D., Whitworth T. III.* On the circulation and stratification of the Weddell Gyre // Deep-Sea Research Part I. 1993. V. 40. P. 169–203. https://doi.org/10.1016/0967–0637(93)90060-G
- Pangaea. Data Publisher for Earth & Environmental Science. URL: https://www.pangaea.de/?t=Oceans.
- Schlitzer R. Ocean Data View. https://odv.awi.de, 2022.
- *Thompson F., Heywood K.* Frontal structure and transport in the northwestern Weddell Sea // Deep-Sea Research Part I. 2008. V. 55. P. 1229–1251. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2008.06.001
- Vernet M., Geibert W., Hoppema M., Brown P.J., Haas C., Hellmer H. H., Jokat W., Jullion L., Mazloff M., Bakker D. C.E., Brearley J.A., Croot P., Hatterman T., Hauck J., Hillenbrand C.-D., Hoppe C.J.M., Huhn O., Koch B. P., Lechtenfel O.J., Meredith M. P., Naveira Garabato A. C., Nöthig E.-M., Peeken I., Rutgers van der Loeff M. M., Schmidtko S., Schröder M., Strass V. H., Torres-Valdes S., Verdy A. The Weddell Gyre, Southern Ocean: present knowledge and future challenges // Reviews of Geophysics. 2019. V. 57. № 3. P. 623–708.
- Von Gyldenfeldt A.-B., Farhbach E., Garca M.A., Schröder M. Flow variability at the tip of the Antarctic Peninsula // Deep-Sea Research Part II. 2002. V. 49. P. 4743– 4766.

# VERTICAL STRUCTURE OF CURRENTS IN THE WESTERN WEDDELL SEA

# R.Z. Mukhametyanov<sup>1,2,\*</sup>

<sup>1</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr., 36, Moscow, 119997 Russia <sup>2</sup>Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Institutskii per. 9., 141700 Russia

\*e-mail: rinat0233@mail.ru

The Southern Ocean plays a key role in the global circulation of the World Ocean. The Weddell Gyre, being one of two gyres that determine the large-scale dynamics of the Southern Ocean, makes a significant contribution to the global thermohaline circulation. In this regard, the study of the dynamics and structure of waters in the Weddell Sea seems very relevant for improving our understanding of the processes occurring in the World Ocean. In this work, based on an array of data on current velocities from moorings collected from an open source (Pangaea), the vertical structure of currents on a slope in the western part of the Weddell Sea (northwestern and southern parts) was studied. The main result is the intensification of the current in the bottom layer identified, based on the mean velocities calculated over the period of measurement, which, apparently, is a characteristic feature of the Weddell Gyre for both its western and southern branches. An increase in velocities in the bottom layer at individual moorings previously noted in separate works was confirmed and shown based on an array of data on current velocities from 108 sensors at 37 moorings on the continental slope in the northwestern and southern parts of the Weddell Sea.

Keywords: Weddell Sea, mooring instruments, currents

УДК 551.584.61; 551.588.7; 697.1

# МОДЕЛИРОВАНИЕ АНТРОПОГЕННОГО ПОТОКА ТЕПЛА В ТЕЧЕНИЕ ОТОПИТЕЛЬНОГО ПЕРИОДА В КРУПНЫХ ГОРОДАХ РОССИИ

© 2024 г. В. А. Фролькис<sup>*a,b*\*</sup>, И. А. Евсиков<sup>*c,a\*\**</sup>, А. С. Гинзбург<sup>*d*\*\*\*</sup>

<sup>а</sup>Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова, ул. Карбышева, 7, Санкт-Петербург, 194021 Россия <sup>b</sup>Caнкт-Петербургский государственный экономический университет,

ул. Садовая, 21, Санкт-Петербург, 191023 Россия, <sup>с</sup>Санкт-Петербургский государственный архитектурно-строительный университет, 2-я Красноармейская ул., 4, Санкт-Петербург, 190005 Россия Интичности и А. М. Общавая РАН. Почносостийного - 2 Мастор, 110017 Россия

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

\*e-mail: vfrolkis@gmail.com \*\*e-mail: shtudila@ya.ru \*\*\*e-mail: gin@ifaran.ru

Поступила в редакцию 31.01.2024 г. После доработки 11.05.2024 г. Принята к публикации 29.05.2024 г.

Получены оценки антропогенного потока тепла (АПТ), создаваемого мегаполисами Российской Федерации в течение отопительного периода. Для расчета АПТ созданы двухмерные модели с учетом высоты этажности и типа зданий для шестнадцати городов с населением не менее миллиона человек. Исходные данные получены из открытой веб-картографической платформы OpenStreetMap и сайта Яндекс Карты. Рассмотрены два алгоритма вычисления АПТ, использующие строительные нормы, теплофизические свойства ограждающих конструкций и разность между внутренней и внешней температурами воздуха. Первый алгоритм использует базовое значение требуемого сопротивления теплопередаче ограждающей конструкции, второй – расчетное значение удельной характеристики расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания. Оценивается АПТ с территории города в рамках административных границ и с урбанизированной территории, которая определяется многоэтажной застройкой. Для четырех крупнейших мегаполисов: Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска и Екатеринбурга приведены карты пространственного распределения плотности АПТ.

Ключевые слова: антропогенный поток тепла, характеристики отопительного периода, административная и урбанизированная территория, городской остров тепла

DOI: 10.31857/S0002351524040051 EDN: JHGJLZ

#### ВВЕДЕНИЕ

Важной особенностью атмосферы городской агломерации является наличие переходного слоя между поверхностью и верхней границей зданий – городского покрывающего слоя, в котором происходит тепловое загрязнение атмосферы, влияющее на структуру и свойства всего атмосферного пограничного слоя. Антропогенный поток тепла (АПТ) – состоит из потоков тепла от зданий, транспорта и метаболизма живых организмов [Allen et al., 2011]. На урбанизированных территориях основной вклад в АПТ дает энергопотребление зданий, именно этот источник АПТ и рассматривается в данной работе.

Энергия, затраченная на поддержание температуры внутри зданий в комфортном диапазоне,

поступает в окружающее пространство в виде АПТ. Многочисленные эмпирические оценки и численные эксперименты показали, что АПТ может увеличивать температуру воздуха в городском покрывающем слое и давать существенный вклад в интенсивность городского острова тепла в период отопительного сезона, который создает разность температур между городскими и прилегающими окрестными территориями. Зимой, рассчитанный по мезомасштабным атмосферным моделям, вклад АПТ в интенсивность городского острова тепла в некоторых случаях может достигать 50-80% [Varentsov et al., 2018], февральский остров тепла в г. Тулуза (Франция) превышает 5 °C [Hidalgo et al., 2008] и может достигать 7 °C в центре Москвы (метеостанция Балчуг, 8-10 января 2017 г) [Varentsov et al., 2020].

Доля АПТ, которая связана с энергией, расходуемой на отопление, существенно зависит от температуры воздуха снаружи. Из-за влияния температуры атмосферного воздуха на энергопотребление и обратного влияния АПТ на температуру приземного воздуха в режиме отопления возникает отрицательная обратная связь между температурой воздуха и антропогенным потоком тепла.

Воздействие АПТ на атмосферу во многом определяется тем, как этот поток тепла распределяется между компонентами теплового баланса поверхности и городского покрывающего слоя. Часть АПТ передается теплопередачей из помещений в атмосферу через стены и крыши зданий, а часть АПТ поступает в атмосферу, грунт и водные резервуары в виде тепловых стоков от работы систем нагревания.

Помимо сезонного хода, взаимодействие городской атмосферы и энергопотребления подвержено и суточному циклу. Это во многом связано с суточным циклом поступающей к поверхности солнечной радиации, а также вследствие суточного цикла деловой активности, которые накладываются на суточный ход стратификации в пограничном слое, играющем важную роль в динамике городского острова тепла. Численные эксперименты показывают, что максимум реакции температуры воздуха городского покрывающего слоя на АПТ достигается ночью.

Эффект ночного увеличения реакции на АПТ по численным экспериментам продолжается иногда и в дневное время. Это связано, по-видимому, с комбинированным действием двух факторов. Во-первых, с сохранением дневных аномалий за счет АПТ. Во-вторых, с подавлением вертикального перемешивания при переходе к устойчивой стратификации после захода Солнца и, в частности, уменьшения толщины атмосферного перемешанного слоя. С другой стороны, АПТ может приводить и к увеличению толщины перемешанного слоя и даже к полному исчезновению ночной приземной инверсии.

Для оценки АПТ, используются несколько основных подхода (см., например, [Гинзбург и др., 2016]): непосредственные (in situ) измерения тепловых потоков, условно говоря, на уровне крыш; инвентаризация и суммирование всех потребителей тепловой и электрической энергии в городе с учетом числа жителей и транспортных средств, протяженности дорог и инженерных коммуникаций; дистанционные спутниковые измерения потоков теплового излучения и выделение антропогенных потоков по локальным метеорологическим данным.

Благодаря развитию информационного моделирования зданий и геоинформационных технологий в последнее время появились методы оценки АПТ-«снизу-вверх», в рамках него оценивается АПТ от каждого здания, полный городской поток тепла получается в результате суммирования по всем зданиям. В работе [Chen et al., 2022] описан метод оценки АПТ, в основе которого применяются модели Building Effect Parameterization (BEP) и Building Energy Model (BEM). Для этого рассматриваются некоторые здания, для которых из различных источников собирается информация об изменении их энергетического баланса с течением времени и вычисляется АПТ, а затем предполагается, что однотипные здания генерируют со временем такой же поток.

Так же используется непосредственное численное моделирование АПТ. Например, в работе [Jin et al., 2021] зимой и летом моделируется АПТ, используя региональную климатическая модель COSMO-CLM с разрешение 1 км, в которую энергетический баланс зданий включен благодаря параметризации Double Canyon Effect Parametrization (DCEP).

В докладе [Ginzburg, Raspletina, 2008] был предложен метод эмпирической оценки антропогенных потоков тепла на урбанизированных территориях на основе анализа национальных статистических данных об энергопотреблении, площади и населении городов, а также составлена база данных об энергопотреблении, площадях и населении крупнейших городских агломераций России и мира. Этот метод был доработан и применен для сравнения средних величин антропогенных потоков тепла в городских агломерациях с помощью построения так называемых агломерационных кругов, сравнимых по площади с другими мегаполисами [Гинзбург и др., 2021] и использован для исследования влияния климатических факторов на энергопотребление больших городов в отопительный сезон [Гинзбург и др. 2016].

В настоящей работе применяется подход, основанный на альтернативной инвентаризации [Гинзбург, Докукин, 2021; Фролькис и др., 2021; Фролькис, Евсиков, 2022], в рамках которой рас-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

считывается АПТ на основе строительных норм, теплофизических свойств ограждающих конструкций и разности между внутренней и внешней температурами воздуха при помощи веб-картографической платформы OpenStreetMap (OSM) [https://www.openstreetmap.org], и сайта Яндекс Карты [https://yandex.ru/maps-api] которые дают информацию о контурах зданий, этажности, иногда даже о материалах стен и крыш, что позволяет создавать реальную модель застройки региона. С помощью инструментов визуального программирования Grasshopper [Визуальная среда...] в модели застройки задаются теплофизические свойства ограждающих конструкций зданий, температуры внутреннего и наружного воздуха, по ним рассчитывается АПТ от зданий и строится тепловая карта города.

На базе этой информации реализованы два алгоритма. Первый позволяет оценить теплопотери от всех ограждающих конструкций здания. Расчеты производятся по базовому значению требуемого сопротивления теплопередаче ограждающей конструкции (имеет разное значение в зависимости от типа здания, величины «градусо-сутки отопительного периода» (ГСОП), и типа ограждающей конструкции в соответствии с таблицей 3 СП 50.13330.2012 [Свод правил, Тепловая защита зданий]). В основе второго алгоритма лежит расчетное значение удельной характеристики расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания [Фролькис, Евсиков, 2022] (имеет разное значение в зависимости от типа здания и количества этажей, в соответствии с табл. 14 в [Свод правил, Тепловая защита зданий]).

## МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛИ ЗАСТРОЙКИ ГОРОДА

Разработан алгоритм создания трехмерной модели (по существу, 2.5-мерной модели, описывающей здания как двумерный объект с атрибутами высоты) городской застройки, в основе которого лежат данные открытого веб-картографического pecypca OpenStreetMap (OSM). Проект OSM является online-ресурсом, содержащим информацию о городской топографии, геометрии и материалах зданий, дорогах, зеленых насаждениях и т.п. Платформа OSM позволяет описать точные контуры зданий и в некоторых случаях содержит информацию о высоте и типе здания. Восполнить недостающую информацию о высоте зданий позволяют данные с сайта Яндекс Карты. В итоге остается от 4% (в случае Краснодара) до 26% (в случае Волгограда и Казани) зданий с неопределенной высотой, в среднем для рассматриваемых городов у 17% зданий высота неизвестна. Это, как правило, одноэтажные здания, им присваивается минимально допустимое значение, равное трем метрам.

На языке Python написан скрипт, позволяющий получать на рассматриваемом участке подробную информацию из OSM и хранить ее в популярном векторном формате географических файлов (shapefile). С использованием визуальной среды программирования Grasshopper географические координаты, хранящиеся в shape-файле, преобразуются в прямоугольные координаты программы Rhinoceros [https://www.grasshopper3d. com], которые используются для построения модели зданий. Также из shapefile извлекает-



Рис. 1. Трехмерная модель центров Москвы (слева) и Санкт-Петербурга (справа).

ся информация о типе здания (building, building: part), высоте и этажности (height, building: levels), о материале стен и крыш (building: material, roof: material) и т.п. При отсутствии информации в OSM создан скрипт, использующий информацию из базы данных Яндекс Карты.

На основе двухмерной модели с атрибутами строится трехмерную модель зданий города. На рис. 1 приведен пример визуализации моделей центров Москвы и Санкт-Петербурга. Так, в Санкт-Петербурге вдоль Невского проспекта виден Казанский собор с куполом и колоннадой, далее Адмиралтейство с нижней частью центральной башни, Дворцовая площадь с Александрийской колонной, а левее Исаакиевский собор с куполом. Аналогично, на изображенной территории Москвы показано пересечение Нового Арбата с Садовым кольцом (с Новинским бульваром), здания вдоль Нового Арбата, а вдали здания Москва-Сити. Этот рисунок, по крайней мере визуально, показывает высокую точность моделирования городской застройки и, тем самым, подтверждает корректность созданных скриптов.

Для расчетов АПТ строится расчетная сетка с шагом  $30 \times 30 \text{ м}^2$ . Если какое-либо здание пересекается с несколькими ячейками, то для каждой такой ячейки вычисляется, какую часть ее площади занимает здание. Такой подход позволяет оценить площади стен, крыш и подполья всех зданий города, что необходимо для вычисления АПТ по первому алгоритму, а также объем всех зданий, служащий основой для определения АПТ по второму алгоритму, которые обсуждаются ниже. Несмотря на то, что на плоскости контуры городской застройки описываются аккуратно, точность оценивания высоты строений составляет порядка 80%, что приводит к некоторой погрешности в оценке АПТ.

Рассматриваются две модели застройки: для территории города: в административных границах и для его урбанизированной части. Это связано с тем, что городская застройка, как будет показано ниже, занимает лишь незначительную часть площади в административных границах, а поэтому рассматривать пространственное распределение плотности АПТ в административных границах не целесообразно, так как основная часть территории будет генерировать нулевой поток (или менее 5 Вт/м<sup>2</sup>). Вследствие этого рассматривается урбанизированная территория – городская

застройка со зданиями высотой не менее двух этажей, точнее не ниже 6 м, ее площадь определяется суммарной площадью ячеек сетки, содержащих часть хотя бы одного здания.

Для рассматриваемых городов плотность АПТ с урбанизированной территории превосходит плотность АПТ с территории в рамках административных границ в 4—17 раз. Таким образом, отсечение зданий с высотой меньше шести метров позволяет выделить из территории города урбанизированную территорию, характеризующуюся большой плотностью АПТ и малой площадью, в противовес административной территории с малой плотностью АПТ и большой площадью, при этом АПТ с административной территории вычисляется для всех зданий.

Например, здания, находящиеся на Садовом кольце в Москве, относятся к урбанизированной территории, а дорожное полотно Садового кольца за исключением участков, примыкающих к домам, в нее не попадают, а также не относятся к урбанизированной территории сады, парки, площади, дворы и т.п. Однако при оценке АПТ с административной территории города учитываются все здания.

# АЛГОРИТМЫ РАСЧЕТА АНТРОПОГЕННОГО ПОТОКА ТЕПЛА

На базе модели городских зданий производится расчет АПТ с учетом наружной температуры воздуха на основе СП [Свод правил. Тепловая защита зданий; Свод правил. Строительная климатология] и ГОСТ [Международный стандарт].

Тепловые потери определяются разностью температур наружного воздуха и поверхности ограждающей конструкции здания. Температура поверхности здания зависит от инсоляции, скорости ветра и поступления тепла изнутри здания. В течение отопительного периода в северных широтах зенитный угол Солнца достаточно мал, поэтому солнечным нагревом зданий можно пренебречь. К тому же, если учет инсоляции для отдельно стоящего здания является достаточно простой задачей, то оценить, нагрев массива зданий в масштабе города-достаточно сложная проблема, нерешенная до настоящего времени. В своде правил (см. пункт 6.7) скорость ветра учитывается только при определении коэффициента теплоотдачи в теплый период года [Свод правил. Тепловая защита зданий], поэтому при нашей оценке

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

	Высс	ота, м	Плошаль стен	Площадь	Площадь	Доля крыш в
Город	Среднее	Медиана	10 <sup>6</sup> м <sup>2</sup>	крыш, 10 <sup>6</sup> м <sup>2</sup>	территории, 10 <sup>6</sup> м <sup>2</sup>	общей площади, %
Москва*	13.1	6.0	287.2	116.8	1066.2	11.0
Новая Москва**	4.9	3.0	38.7	24.7	1491.9	1.7
Санкт-Петербург	8.7	3.0	183.3	95.1	1451.4	6.6
Новосибирск	6.3	3.0	55.8	33.9	502.5	6.7
Екатеринбург	10.0	6.0	51.4	30.0	1147.1	2.6
Казань	5.6	3.0	48.0	29.9	584.5	5.1
Нижний Новгород	6.8	3.0	41.7	28.2	319.0	8.9
Челябинск	5.5	3.0	42.8	30.3	500.5	6.1
Красноярск	6.5	3.0	38.9	24.2	378.0	6.4
Самара	6.8	5.0	45.1	27.1	541.4	5.0
Уфа	6.2	3.0	33.9	19.7	653.8	3.0
Ростов-на-Дону	4.5	3.0	41.3	24.7	342.8	7.2
Омск	4.8	3.0	40.7	29.5	563.9	5.2
Краснодар	6.3	4.0	42.8	23.4	366.4	6.4
Воронеж	6.1	4.0	47.1	26.4	595.8	4.4
Пермь	5.8	3.0	38.6	24.4	799.6	3.1
Волгоград	4.7	3.0	37.6	26.9	862.3	3.1

Таблица 1. Геометрические характеристики застройки для административной территории рассматриваемых городских агломераций

<sup>\*</sup>Москва в административных границах до 2012 г.<sup>\*\*</sup>Районы новой Москвы.

АПТ в течение отопительного периода скорость ветра не учитывается.

Теплозащитная оболочка здания должна отвечать следующим требованиям: а) приведенное сопротивление теплопередаче отдельных ограждающих конструкций должно быть не меньше нормируемых значений; б) удельная теплозащитная характеристика здания должна быть не больше нормируемого значения.

Рассматриваются два алгоритма расчета АПТ. Первый алгоритм [Гинзбург и др., 2021; Фролькис и др., 2021] строится на понятиях «градусо-сутки отопительного периода (ГСОП)» и «требуемого сопротивления теплопередаче ограждающих конструкций»  $R_i^{\text{тр}}$  [Свод правил. Тепловая защита зданий],

$$\Gamma CO\Pi = (t_{\rm BH} - t_{\rm ot})d_{\rm ot}, \qquad (1)$$

где  $t_{\rm BH}$  — температура воздуха внутри здания, °C, а  $t_{\rm or}$  — средняя температура атмосферного воздуха за время отопительного периода, °C, и  $d_{\rm or}$  — его продолжительность, сут, взяты из табл. 3.1 в [Свод правил. Строительная климатология].

АПТ от разных частей элементов ограждающих конструкций в *j*-й ячейке,

$$Q^{i}(j) = K_{i}(t_{\rm BH} - t_{\rm Hap})S_{i}(j), \qquad (2)$$

где

$$K_i = 1/R_i^{\rm TP} \tag{3}$$

– коэффициент теплопередачи ограждающей конструкции *i*-й категории (стены, крыши, осно-

вания зданий) Вт/(м<sup>2</sup> · °С),  $t_{\text{нар}}$  – температура наружного воздуха, °С,  $S_i(j)$  – суммарная площадь элементов ограждающей конструкции *i*-й категории в *j*-й ячейке, м<sup>2</sup>.

Приведенное сопротивление теплопередаче конструкции принимается равным нормируемому сопротивлению теплопередачи, которое согласно формуле (5.1) Свода правил, равно требуемому сопротивлению теплопередачи  $R_i^{\text{тр}}$ , причем используются проинтерполированные значения  $R_i^{\text{тр}}$  из табл. 3 из Свода правил для жилых зданий, гостиниц и общежитий, в которой не учитываются конкретные материалы и толщина ограждающих конструкций. [Свод правил. Тепловая защита зданий].

Используемый коэффициент требуемого сопротивления теплопередаче ограждающих конструкций»  $R_i^{\text{тр}}$ , приведенный в Своде правил, обеспечивает максимально допустимый уровень теплоотдачи, учитывающий наихудшие погодные условия, в том числе ветровую нагрузка и высокую влажность.

АПТ от частей ограждающих конструкций, попадающих в *j*-ю расчетную ячейку и удовлетворяющих требуемым значениям «нормируемого сопротивления теплопередаче ограждающих конструкций  $R_i^{\text{тр}}$ », равен

$$Q'(j) = \sum_{i} Q^{i}(j).$$
(4)

i

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

Таким образом, АПТ с территории города определяется суммированием по всем *N* ячейкам

$$Q' = \sum_{j=1}^{N} Q'(j).$$
 (5)

Тепловые потери через вентиляцию зданий оцениваются в 20% от общих потерь [Подкопаева и др. 2020], поэтому итоговое значение  $Q_F$  определяется формулой

$$Q = \frac{Q'}{80\%} 100\%.$$
 (6)

Первый алгоритм дает нижнюю оценку для АПТ.

Второй алгоритм [Фролькис, Евсиков, 2022] основан на понятии «Нормируемая (базовая) удельная характеристика расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания»  $q_{\text{orr}}^{\text{тр}}$ , описанном в пункте 10 СП [Свод правил. Тепловая защита зданий].

Расчетное значение удельной характеристики расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания не должно превышать нормируемого значения  $q_{orr}^{Tp}$ , BT/(м<sup>3</sup> · °C), что позволяет оценить верхнюю границу теплопотерь здания. В [Свод правил. Тепловая защита зданий] приводится таблица 14, определяющая  $q_{orr}^{Tp}$  по этажности и типу здания.

Расчет величины АПТ от разных частей зданий, попадающих в *j*-ю ячейку, осуществляется по формуле:

$$Q^{i}(j) = q_{\text{ot},i}^{\text{TP}}(t_{\text{BH}} - t_{\text{Hap}})V_{i}(j), \qquad (7)$$

где  $q_{\text{от},i}^{\text{тр}}$  – нормируемое значение удельной характеристики расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания *i*-го типа, Bt/(м<sup>3</sup> °C),  $V_i(j)$  – объем части здания *i*-го типа в ячейке *j*, м<sup>3</sup>.

АПТ от разных частей зданий, попадающих в *j*-ю расчетную ячейку, есть

$$Q''(j) = \sum_{i} Q^{i}(j).$$
(8)

В итоге получаем значение АПТ для рассматриваемой территории

$$Q = \sum_{j=1}^{N} Q''(j).$$
 (9)

Так как при транспортировке тепла к зданиям по магистралям, расположенным под землей, теряется порядка 10% в виде тепловых стоков  $\Delta Q_{g}$ ,

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

то АПТ Q в обоих алгоритмах должен быть увеличен на величину теплового стока

$$Q_f = Q + \Delta Q_g = (1 + 0.1)Q.$$
 (10)

Среднее по региону значение АПТ равно

$$\bar{Q}_f = \frac{Q_f}{N},\tag{11}$$

где *N* — число ячеек расчетной сетки, покрывающей изучаемый регион.

Температура воздуха в помещении  $t_{\rm вн}$ , принимаемая при расчете ограждающих конструкций (см. (1) и (7)), для жилых зданий, общежитий и гостиниц в соответствии с ГОСТ [Международный стандарт] должна быть в интервале 20–22 °С, для лечебно-профилактических, дошкольных образовательных и общеобразовательных организаций, интернатов в интервале 16–21 °С. В качестве расчетного значения принимается  $t_{\rm вн} = 20$  °С.

Суммарная энергия, излучаемая за отопительный период, в обоих алгоритмах определяется произведением  $Q_f$  (см. (10)) при  $t_{\text{нар}} = t_{\text{от}}$  на длительность отопительного периода  $d_{\text{от}}$  и указывается в Дж

$$Q_{\Sigma} = Q_f \cdot d_{\text{or}}.$$
 (12)

В рамках первого алгоритма для каждого типа ограждающих конструкций (стены, чердачные перекрытия и перекрытия над неотапливаемыми подпольями, светопрозрачные конструкции) присваиваются значения коэффициентов теплопередачи  $K_i$  (см. (3)) постоянные для всего города. В отличие от первого, во втором алгоритме каждому зданию присваивается нормируемая удельная характеристика расхода тепловой энергии на отопление и вентиляцию здания  $q_{orr}^{Tp}$ , зависящая от типа и высоты здания.

Рассмотрение двух алгоритмов позволяет получить оценку диапазона значений АПТ с территории города. Класс энергоэффективности здания определяется отклонением реального расхода энергии на отопление и вентиляцию  $q_{or}^{p}$  от нормируемой величины  $q_{or}^{tp}$ , поэтому зная класс его энергоэффективности можно уточнить фактический расход энергии. Поскольку в настоящий момент городским зданиям присваиваются классы энергоэффективности, то во втором алгоритме расчета АПТ, явно учитывающим индивидуальные особенности типа здания, также

том 60 № 4 2024

Город	Высо Среднее	ота, м Медиана	<ul> <li>Площадь стен, 10<sup>6</sup> м<sup>2</sup></li> </ul>	Площадь крыш, 10 <sup>6</sup> м <sup>2</sup>	Площадь территории, 10 <sup>6</sup> м <sup>2</sup>	Доля крыш в общей площади, %
Москва*	24.5	15.0	262.9	83.1	278.9	29.8
Новая Москва**	15.9	9.0	20.1	8.1	28.5	28.5
Санкт-Петербург	19.3	15.0	158.4	65.1	200.2	32.5
Новосибирск	19.9	15.0	41.1	16.5	55.0	29.9
Екатеринбург	21.1	15.0	42.2	17.4	56.7	30.6
Казань	19.1	15.0	31.9	13.2	43.4	30.5
Нижний Новгород	17.2	15.0	31.0	15.3	48.8	31.3
Челябинск	18.8	15.0	30.5	15.3	45.9	33.4
Красноярск	21.1	15.0	29.8	11.8	39.7	29.9
Самара	15.0	10.0	32.5	13.8	47.6	28.9
Уфа	20.4	15.0	24.9	10.1	33.6	30.0
Ростов-на-Дону	19.8	15.0	24.6	8.4	27.9	30.4
Омск	15.9	15.0	25.8	12.2	41.0	29.8
Краснодар	21.4	15.0	28.8	9.6	32.2	29.9
Воронеж	13.5	9.0	31.4	12.2	41.7	29.4
Пермь	18.7	15.0	26.7	11.6	39.1	29.7
Волгоград	16.9	15.0	20.8	9.1	32.1	28.4

Таблица 2. Геометрические характеристики застройки для урбанизированных районов рассматриваемых городских агломераций

\*,\*\* см. Табл. 1

можно уточнить энергопотребление, что делает эту методику более перспективной.

Заметим, что предлагаемая методика использует данные из Свода правил, являющиеся, по сути, средними значениями, полученными в результате обработки большого массива данных. Современные здания должны удовлетворять указанному Своду правил, но дореволюционные здания и здания более позднего периода (до 1929 г согласно [Горшков, Ливчак, 2015]), построенные до появления СНиП и Свода правил, могут им не удовлетворять. Таким образом, результаты, полученные по рассматриваемым алгоритмам, дают лишь порядок величины АПТ.

# РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГОРОДСКОЙ ЗАСТРОЙКИ И РАСЧЕТА АПТ

Величины АПТ оцениваются для 16 городских агломераций Российской Федерации с численностью населения не менее миллиона человек. При вычислении АПТ современная Москва разделяется на два региона. Первый, собственно Москва, рассматривается в административных границах до 2012 г. Второй, условно называемый Новая Москва, включает себя только новые административные округа Москвы. В пределах административных границ некоторые здания не излучают тепло. Определить такие здания можно по типу и по площади. К таким зданиям относятся гаражи, стоянки, водонапорные башни, цистерны, элеваторы и т.п. Также к зданиям, не создающим АПТ, относятся здания с площадью меньше 20 м<sup>2</sup>, которые являются либо вспомогательными и не отапливаются, либо дают незначительный вклад в общий поток тепла, поэтому удаляются из модели.

Применение модели застройки к перечисленным ниже городам показало, что площадь городской застройки составляет порядка 10% от площади административной территории города (см. табл. 1), т.е. 90% административной территории практически не генерируют АПТ. Что касается новой Москвы, то 95% территории в пределах административных границ не создают АПТ и 5% генерируют АПТ в интервале от 5 до 20 Вт/м<sup>2</sup>.

При рассмотрении урбанизированной территории, т.е. когда отсекаются одноэтажные здания и незастроенная территория, площадь застройки занимает порядка 30% ее территории для всех рассматриваемых городов (см. табл. 2).

Для Москвы и Санкт-Петербурга суммарная площадь стен и крыш на урбанизированной территории составляет соответственно 90% и 70% от

Город	t <sub>or</sub> , °C	d <sub>or</sub> ,	Админист гран	ративные ицы	Урбанизированная территория		
	C	Cyl	Алгоритм 1	Алгоритм 2	Алгоритм 1	Алгоритм 2	
Москва*	-2.2	204	6.1	14.0	20.1	48.4	
Новая Москва**	-2.2	204	0.7	1.2	15.9	38.8	
Санкт-Петербург	-1.2	211	3.0	6.5	17.5	41.3	
Новосибирск	-7.9	222	3.1	7.3	18.3	51.9	
Екатеринбург	-5.5	220	1.2	2.8	17.8	47.3	
Казань	-4.7	207	2.2	4.6	17.7	44.6	
Нижний Новгород	-3.6	209	3.6	7.7	15.6	39.0	
Челябинск	-6.6	212	2.5	5.5	17.5	45.5	
Красноярск	-6.6	234	2.7	8.1	17.5	60.8	
Самара	-4.7	196	2.3	4.8	17.0	41.4	
Уфа	-5.9	209	1.4	3.2	18.1	48.6	
Ростов-на-Дону	0	167	3.2	4.7	19.9	39.1	
Омск	-8.1	216	2.2	4.6	16.5	43.4	
Краснодар	2.7	146	2.9	4.5	19.5	36.3	
Воронеж	-2.4	190	2.1	3.7	17.7	37.9	
Пермь	-5.4	225	1.3	2.8	16.1	42.9	
Волгоград	-2.3	176	1.3	2.1	16.1	35.1	

**Таблица 3.** Плотность АПТ (Вт/м2) с административной и урбанизированной территории по первому и второму алгоритмам при температуре наружного воздуха, равной средней температуре отопительного сезона *t*<sub>or</sub> с продолжительностью *d*<sub>or</sub>

\*,\*\* см. Табл. 1

площади стен и крыш на административной территории. Аналогично, для остальных рассматриваемых городов на урбанизированной территории площадь стен и крыш находится соответственно в пределах от 60 до 80% и от 35 до 60% по сравнению с площадью стен и крыш на административной территории. Только для Ростова-на-Дону, Омска и Краснодара площадь крыш на урбанизированной территории не превышает 40% от общей площади крыш в рамках административных границ. Это связано с большим количеством домов, относящихся к частному сектору.

Таким образом, распределение плотности АПТ по территории целесообразно оценивать только для урбанизированной ее части, а полный АПТ вычислять как в рамках административных границ, так и по урбанизированной территории.

Для административной и урбанизированной территорий по первому и второму алгоритмам в табл. З Свода правил при средней температуре отопительного сезона  $t_{or}$  [Свод правил, Тепловая защита зданий] приведены плотность АПТ и полный за отопительный период АПТ. Плотность АПТ с урбанизированной территории в 4–17 раз больше, чем с административной, для Москвы

и Санкт-Петербурга такое превышение составляет порядка 6-7 раз, максимальное различие (более 12 раз) в Екатеринбурге, Уфе, Перми и Волгограде, минимальное (4-5 раз) в Нижнем Новгороде. Полный АПТ с урбанизированной территории по обоим алгоритмам для Москвы и Санкт-Петербурга порядка 80-90% по сравнению с территорией, ограниченной административными границами. По первому алгоритму такими минимальными значениями характеризуются Ростов-на-Дону (51%) и Волгоград (47%), по второму – Волгоград (62%). Кроме столиц максимальная доля АПТ с урбанизированной территории приходится на Екатеринбург, соответственно 74 и 82%, как по первому, так и по второму алгоритмам. Для остальных городов АПТ с урбанизированной территории составляет 55-65% и 67-80% по обоим алгоритмам. За исключением Москвы и Санкт-Петербурга энергия, генерируемая рассматриваемыми городами с административной территории, находится в интервалах 13.5–29.710<sup>15</sup> Дж по первому и 20.6-70.710<sup>15</sup> Дж по второму алгоритмам.

АПТ с урбанизированной территории для первого и второго алгоритмов приведены в табл. 4,

том 60 № 4 2024



**Рис.** 2. (а) — антропогенная энергия, обусловленная отоплением и вентиляцией, за отопительный период  $Q_{\Sigma}$  с территории в рамках административных границ *при*  $t_{nap} = t_{om}$ ; (б) — антропогенная энергия, обусловленная отоплением и вентиляцией, за отопительный период  $Q_{\Sigma}$  для урбанизированной территории *при*  $t_{nap} = t_{om}$ 

где  $Q_1$  (Вт/(м<sup>2</sup> · °С)) – АПТ с одного квадратного метра при  $t_{\rm BH} - t_{\rm Hap} = 1$  °C;  $Q_2$  (Вт/м<sup>2</sup>) – плотность АПТ при наружной температуре воздуха, равной 0 °С и -10 °С. Краснодар и Ростов-на-Дону характеризуются максимальными значениями  $Q_1$ , далее следуют Москва и Санкт-Петербург, а для остальных рассматриваемых городов  $Q_1$  находится в диапазоне  $0.6-0.7 \text{ Bt}/(\text{м}^2 \cdot \text{°C})$ . Величина  $Q_1$  по первому алгоритму примерно в два раза меньше, чем по второму алгоритму. Это связано с тем, что требуемое сопротивления теплопередаче ограждающих конструкций  $R_i^{\text{тр}}$  обеспечивает меньшее значение АПТ по сравнению с нормируемым значением  $q_{\text{or}}^{\text{тр}}$ . Умножив  $Q_1$  на фактическую разность температур между внутренним и наружным воздухом (см. (2) и (7)), можно оценить соответствующую плотность АПТ.

На рис. 2 представлена гистограмма эмиссии энергии из-за отопления и вентиляции  $Q_{\Sigma}$  (см. (12)) за отопительный период при  $t_{\text{нар}} = t_{\text{от}}$  с территории в рамках административных границ (а) и урбанизированных территорий (б) российских мегаполисов.

Распределения плотности АПТ с урбанизированных территорий рассматриваемых городов при наружной температуре воздуха, равной средней температуре отопительного периода  $t_{or}$ , приведены в табл. 5. Она показывает, какой процент урбанизированной территории генерирует АПТ в диапазонах 0-5, 5-20, 20-50, 50-100 (Вт/м<sup>2</sup>) и более 100 Вт/м<sup>2</sup>. В расчете по первому алгоритму по совокупности изучаемых городов: 10-20% урбанизированной территории генерируют АПТ до 5 Вт/м<sup>2</sup>, 49-58% создают 5-20 Вт/м<sup>2</sup>, 19-34% порождают 20-50 Вт/м<sup>2</sup>, 1-6% приводят к потоку тепла 50-100 Вт/м<sup>2</sup> и менее 0.1% производят более 100 Вт/м<sup>2</sup>. При расчете по второму алгоритму гистограмма распределения плотности АПТ смещается вправо: 13-16% площади урбанизированной территории обеспечивают до 5 Вт/м<sup>2</sup>. 18–28% до 17-28 Вт/м<sup>2</sup>, 24-35% до 20-50 Вт/м<sup>2</sup>, 17-30% до 50-100 Вт/м<sup>2</sup> и от 5-19% территории генерируют более 100 Вт/м<sup>2</sup>.

В таблице 6 приведены результаты расчета гистограммы распределения суммарного АПТ (в %)  $Q_{\Sigma}$  с урбанизированной территории за

# МОДЕЛИРОВАНИЕ АНТРОПОГЕННОГО ПОТОКА ТЕПЛА...

	Админист	ративные	Урбанизированная территория							
Город	границы Q₁, Вт/(м².°С)									
Город	Q <sub>1</sub> , BT/	′(м <sup>2.°</sup> С)		0 °C	−10 °C	0 °C	−10 °C			
	Алг. 1	Алг. 2	Алг. 1	Алг. 2	Алгор	оитм 1	Алгор	оитм 2		
Москва*	0.27	0.63	0.90	2.18	18.1	27.1	43.6	65.4		
Новая Москва**	0.03	0.05	0.72	1.75	14.4	21.5	34.9	52.4		
Санкт-Петербург	0.14	0.31	0.83	1.95	16.5	24.8	39.0	58.5		
Новосибирск	0.11	0.26	0.66	1.86	13.1	19.7	37.2	55.9		
Екатеринбург	0.05	0.11	0.70	1.85	14.0	20.9	37.1	55.6		
Казань	0.09	0.19	0.72	1.80	14.3	21.5	36.1	54.1		
Нижний Новгород	0.15	0.33	0.66	1.65	13.2	19.8	33.0	49.6		
Челябинск	0.10	0.21	0.66	1.71	13.2	19.8	34.2	51.3		
Красноярск	0.10	0.30	0.66	2.29	13.2	19.8	45.7	68.6		
Самара	0.09	0.20	0.69	1.67	13.8	20.7	33.5	50.2		
Уфа	0.05	0.12	0.70	1.88	13.9	20.9	37.5	56.3		
Ростов-на-Дону	0.16	0.24	0.99	1.95	19.9	29.8	39.1	58.6		
Омск	0.08	0.16	0.59	1.54	11.7	17.6	30.9	46.3		
Краснодар	0.17	0.26	1.13	2.10	22.5	33.8	42.0	62.9		
Воронеж	0.09	0.16	0.79	1.69	15.8	23.7	33.8	50.7		
Пермь	0.05	0.11	0.63	1.69	12.7	19.0	33.8	50.7		
Волгоград	0.06	0.09	0.72	1.57	14.4	21.6	31.4	47.2		

Таблица 4. Плотность АПТ во время отопительного периода по первому и второму алгоритмам

 $Q_1$  – АПТ при разности температуры в  $t_{\text{вн}} - t_{\text{нар}} = 1 \text{ °C}; Q_2 - АПТ$  при наружной температуре воздуха  $t_{\text{нар}}$  равной 0 °C и – 10 °C;\*,\*\* см. Табл. 1

Таблица 5. Распределение (в %) плотности АПТ с урбанизир	ованной территории при наружной температуре воздуха
$t_{\rm hap}$ , равной средней температуре отопительного периода $t_{\rm or}$	(см. табл. 3), по первому и второму алгоритмам

Плотность АПТ		Алгоритм 1				Алгоритм 2				
(Bt/m <sup>2</sup> )	0-5	5-20	20-50	50-100	>100	0-5	5-20	20-50	50-100	>100
Москва*	13.2	48.9	32.0	5.7	0.2	14.8	20.4	28.0	24.6	12.2
Новая Москва**	19.3	57.4	19.0	4.1	0.1	19.1	27.8	26.2	17.0	9.9
Санкт-Петербург	14.3	54.3	28.2	3.1	0.1	15.3	22.1	30.5	24.8	7.3
Новосибирск	13.2	52.3	31.3	3.2	0.1	13.5	19.4	27.1	25.7	14.3
Екатеринбург	14.9	54.3	27.1	3.6	0.2	15.2	20.9	28.3	23.8	11.7
Казань	12.9	54.7	29.8	2.6	0.0	14.0	22.1	29.1	24.8	10.1
Нижний Новгород	16.2	57.9	24.6	1.3	0.0	15.9	23.0	30.0	24.3	6.7
Челябинск	11.9	57.1	29.1	1.9	0.0	13.3	19.9	27.6	29.7	9.5
Красноярск	14.6	54.0	28.5	2.8	0.1	12.7	17.5	24.0	26.3	19.4
Самара	15.6	53.8	27.7	2.8	0.1	15.9	24.3	28.6	22.4	8.8
Уфа	14.0	51.7	31.4	2.8	0.1	14.6	20.6	27.2	25.0	12.6
Ростов-на-Дону	10.3	51.5	33.6	4.4	0.2	13.8	24.3	34.8	20.9	6.2
Омск	14.0	55.5	29.1	1.3	0.0	14.8	21.2	27.9	26.9	9.3
Краснодар	12.1	52.4	30.0	5.4	0.1	16.2	27.8	32.1	16.7	7.2
Воронеж	13.9	56.2	26.1	3.8	0.1	15.6	27.9	28.2	21.4	6.9
Пермь	15.8	56.8	25.2	2.2	0.0	15.7	21.7	29.1	24.5	9.0
Волгоград	16.8	54.0	27.7	1.4	0.0	18.1	24.3	30.8	21.7	5.1

\*,\*\* см. Табл. 1

отопительный период для городских участков, характеризуемых плотностью АПТ (Вт/м<sup>2</sup>), указанной в табл. 5, при наружной температуре воздуха  $t_{\text{нар}} = t_{\text{от}}$  (см. табл. 3) по первому и второму алгоритмам. Приведенные оценки показывают, какой процент  $Q_{\Sigma}$  генерируются городскими участками с рассматриваемой плотностью АПТ. В рамках первого алгоритма урбанизированная территории, создающая АПТ с плотностью: 0–5 Вт/м<sup>2</sup> производит 1–3% от суммарного

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том (


**Рис. 3.** Карты распределения плотности АПТ ( $BT/M^2$ ) с урбанизированных территорий Москвы при наружной температуре воздуха  $t_{\text{нар}}$ , равной средней температуре отопительного периода  $t_{\text{от}}$ , по алгоритму 1 (слева) и алгоритму 2 (справа).



Рис. 4. То же, что на рис. 3, для Санкт-Петербурга.

АПТ  $Q_{\Sigma}$ ; 5–20 Вт/м<sup>2</sup> создают 31–48%  $Q_{\Sigma}$ ; 20– 50 Вт/м<sup>2</sup> порождают 19–34%  $Q_{\Sigma}$ ; 50–100 Вт/м<sup>2</sup> производят 1–6%  $Q_{\Sigma}$  и АПТ с плотностью более 100 Вт/м<sup>2</sup> производят 0–0.1%  $Q_{\Sigma}$ . При расчете по второму алгоритму гистограмма распределения суммарного АПТ  $Q_{\Sigma}$  смещается вправо: 0–5 Вт/ м<sup>2</sup> составляет 13–16% от суммарного АПТ  $Q_{\Sigma}$ ; 5–20 Вт/м<sup>2</sup> приходится на 18–28%  $Q_{\Sigma}$ ; 20–50 Вт/м<sup>2</sup> составляют 24–35% от  $Q_{\Sigma}$ ; 50–100 Вт/м<sup>2</sup> обеспечивают 17–30%  $Q_{\Sigma}$  и АПТ с плотностью более 100 Вт/м<sup>2</sup> приводит к 5–19% суммарного АПТ  $Q_{\Sigma}$ .



Рис. 5. То же, что на рис. 3, для Новосибирска.



Рис. 6. То же, что на рис. 3, для Екатеринбурга.

том 60

На рис. 3–6 показаны карты распределения плотности АПТ на урбанизированных территориях Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска и Екатеринбурга при наружной температуре воздуха  $t_{\text{нар}}$ , равной  $t_{\text{от}}$ , по а) алгоритму 1 и б) алгоритму 2. Приведенные карты показывают, что

центры городов характеризуются максимальным тепловым загрязнением, позволяют определить районы с максимальными значениями АПТ и сформулировать для них мероприятия по усовершенствованию энергоснабжения или теплоизоляции соответствующих зданий. Эти результа-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

481

Плотность АПТ	Алгоритм 1			Алгоритм 2						
(Bt/m <sup>2</sup> )	0-5	5-20	20-50	50-100	>100	0-5	5-20	20-50	50-100	>100
Москва*	1.6	31.2	47.5	18.2	1.5	0.6	5.0	19.6	35.9	38.9
Новая Москва**	3.1	43.9	36.2	16.2	0.7	0.9	8.5	22.1	30.6	37.9
Санкт-Петербург	2.0	39.7	46.5	11.3	0.5	0.7	6.4	25.1	41.0	26.7
Новосибирск	1.8	36.6	50.1	10.9	0.6	0.5	4.5	17.9	34.9	42.2
Екатеринбург	2.1	39.5	44.3	12.8	1.3	0.6	5.4	20.4	34.9	38.8
Казань	1.9	39.6	49.1	9.3	0.2	0.6	6.0	22.1	38.5	32.9
Нижний Новгород	1.7	47.6	45.4	5.2	0.1	0.8	7.1	26.0	42.3	23.9
Челябинск	1.7	43.1	48.3	6.6	0.3	0.5	5.3	20.6	45.2	28.3
Красноярск	2.1	39.1	48.2	10.1	0.5	0.4	3.4	13.5	31.1	51.6
Самара	2.3	40.1	46.7	10.3	0.7	0.7	7.0	23.3	37.3	31.7
Уфа	1.9	36.6	50.8	9.9	0.7	0.5	5.1	19.0	35.8	39.6
Ростов-на-Дону	1.4	33.4	49.8	14.6	0.8	0.7	7.5	30.5	36.6	24.6
Омск	2.2	43.1	50.0	4.7	0.1	0.6	5.9	21.8	43.1	28.5
Краснодар	1.6	34.1	46.1	17.7	0.4	0.9	9.2	29.4	31.8	28.6
Воронеж	2.0	40.5	43.4	13.3	0.7	0.8	9.0	24.5	39.2	26.5
Пермь	2.4	44.5	44.2	8.6	0.2	0.7	6.1	23.0	39.6	30.7
Волгоград	2.6	42.6	49.0	5.7	0.1	0.9	8.3	29.6	41.8	19.4

**Таблица 6.** Распределение (в %)<sup>\*\*\*</sup> суммарного АПТ  $Q_{\Sigma}$  с урбанизированной территории за отопительный период для городских участков, генерирующих АПТ с указанной в табл. 5 плотностью, при наружной температуре воздуха  $t_{\text{нар}}$ , равной  $t_{\text{от}}$  (см. табл. 3), по первому и второму алгоритмам

\*,\*\* см. Табл. 1;\*\*\* Соответствующий суммарный АПТ Q, приведен в табл. 3

ты будут полезны при определении краевых условий для уравнения переноса тепла в городской атмосфере. Карты плотности АПТ для остальных рассматриваемых городов будут опубликованы в Трудах ГГО им. А. И. Воейкова.

Среднее значение АПТ по Москве составляет порядка 55.9 Вт/м<sup>2</sup> [Гинзбург и др., 2011]. По оценкам, полученным по модели COSMO-CLM [Гинзбург, Докукин, 2021] АТП в разных районах Москвы находится в интервале 27-75 Вт/м<sup>2</sup>: в окрестности МКАД примерно 27 Вт/м<sup>2</sup>; на некоторых территориях, примыкающих к Садовому кольцу, в 70-75 Вт/м<sup>2</sup>; на остальных территориях 40-45 Вт/м<sup>2</sup>; для разных районов Санкт-Петербурга на побережье Финского залива и на территориях, примыкающих к центру города, порядка 27-30 Вт/м<sup>2</sup>, а в центральных районах 45-55 Вт/м<sup>2</sup>. Эти оценки, основанные на учете суммарного энергопотребления, являются оценками сверху, они согласуются с предлагаемой методикой, если учесть, что полученные нами результаты являются оценками снизу.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в статье методы расчета АПТ основаны на предположении, что все здания городов России соответствуют современным строительным нормам по теплоизоляции, что в дей-

ствительности не всегда так, особенно в случае старых зданий. В настоящее время всем новым зданиям и зданиям, прошедшим реконструкцию или капитальный ремонт, присваивают класс энергоэффективности, используя который можно повысить точность оценки АПТ во втором алгоритме, т.к. в его основе лежит нормируемая (базовая) характеристика, отклонение от которой определяет класс энергоэффективности.

Предложенный в данной работе подход позволяет с высоким разрешением оценивать распределение АПТ по территории города и необходимые энергозатраты на отопление зданий при различных внутренней и наружной температурах воздуха, а также анализировать степень избыточного отопления при неэффективном управлении энергоснабжающими организациями, вычисляя АПТ по реальным значениям температуры. Это должно позволить в дальнейшем оценить экономический и экологический эффекты от использования различных строительных материалов.

Существует линейная зависимость между сгенерированной антропогенной энергией (в  $10^{15}$ Дж) за отопительный период при температуре наружного воздуха  $t_{\text{нар}}$ , равной  $t_{\text{от}}$ , и количеством населения в рассматриваемых городах (в миллионах человек). Коэффициент линейной регрессии равен 9.864 ГДж/чел ( $R^2 = 0.97$ ) по первому алгоритму и 22.12 ГДж/чел ( $R^2 = 0.97$ ) по второму алгоритму. Если из выборки исключить обе столицы, то коэффициент регрессии удваивается по первому и утраивается по второму алгоритму (коэффициент детерминации уменьшается до уровня 0.6). В свою очередь наблюдается линейная зависимость между численностью населения и объемами зданий городской застройки (коэффициент линейной регрессии 167.4 м<sup>3</sup>/чел,  $R^2 = 0.98$ ). Отсюда можно сделать вывод, что большая энергоэффективность городской застройки в столицах, скорее всего, создается за счет эффективного коэффициента компактности зданий (отношение площади внутренних поверхностей ограждающих конструкций к заключенному в них отапливаемому объему), т.е. более высотной застройкой – незначительным количеством малоэтажных зданий.

Этот же вывод подтверждается «вторичной» линейной зависимостью между антропогенной энергией и суммарным объемом зданий города. В этом случае коэффициент линейной регрессии по первому алгоритму равен 58.93 МДж/м<sup>3</sup> ( $R^2 = 0.99$ ) и 132.1 МДж/м<sup>3</sup> ( $R^2 = 0.98$ ) по второму. При удалении из выборки Москвы и Санкт-Петербурга эти коэффициенты увеличиваются в 1.29 и 1.74 раза, что так же объясняется увеличением эффективного коэффициента компактности зданий.

Города с миллионным населением, кроме Москвы и Санкт-Петербурга, в течение отопительного периода при температуре наружного воздуха  $t_{\text{нар}}$ , равной  $t_{\text{от}}$ , генерируют антропогенную энергию при расчете по обоим алгоритмам в диапазоне от нижней границы 13.5-20.610<sup>15</sup> Дж до верхней границы 29.7–70.710<sup>15</sup> Дж, объединенная Москва производит от 132.1 до 291.410<sup>15</sup> Дж, а Санкт-Петербург от 79.3 до 171.710<sup>15</sup> Дж. Заметим, что население Москвы в 2.32 раза больше населения Санкт-Петербург, но при этом Москва создает антропогенное тепло в 1.7 раза больше северной столицы. Такое соотношение можно объяснить тем, что суммарный объем зданий в Москве в 1.7 раза больше, чем Санкт-Петербурге, а отсюда следует, что количество антропогенной энергии, в конечном счете, определяется общим объемом зданий города.

Карты плотности АПТ (рис. 3–6) позволяют уточнить составляющие уравнения теплового баланса при моделировании региональной атмосферы или городского пограничного слоя. Исследование выполнено при поддержке важнейшего инновационного проекта государственного значения (ВИП ГЗ) «Единая национальная система мониторинга климатически активных веществ» (распоряжение Правительства РФ от 29 октября 2022 г. № 3240-р) в рамках НИР «Расширение системы климатического и экологического мониторинга и прогнозирования на территории России в целях обеспечения адаптационных решений в отраслевом и региональном разрезе, включая борьбу с опустыниванием».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Визуальная среда программирования Grasshopper– URL: https://www.grasshopper3d.com/ (дата обращения: 30.03.2024).
- Гинзбург А. С., Белова И. Н., Расплетина Н. В. Антропогенные потоки тепла в городских агломерациях // ДАН. 2011. Т. 439. № 2. С. 256–259.
- Гинзбург А. С., Докукин С. А. Влияние теплового загрязнения атмосферы на климат города (оценки с помощью модели COSMO-CLM) // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57, № 1. С. 53–66. DOI: 10.31857/S000235152101005.
- Гинзбург А. С., Евсиков И. А., Фролькис В. А. Зависимость антропогенного потока тепла от температуры воздуха (на примере Санкт-Петербурга) // Известия РАН, сер. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 5. С. 526–538.
- Гинзбург А. С., Решетарь О.А., Белова И. Н. Влияние климатических факторов на энергопотребление в отопительный сезон // Теплоэнергетика. 2016. № 9. С. 20–27.
- Горшков А.С, Ливчак В.И. История, эволюция и развитие нормативных требований к ограждающим конструкциям // Строительство уникальных зданий и сооружений. 2015. № 3(30). С. 7–37.
- Межгосударственный стандарт. Здания жилые и общественные. Параметры микроклимата в помещениях (ГОСТ 30494–2011).– URL: http://docs. cntd.ru/document/1200095053 (дата обращения: 30.03.2024).
- Подкопаева Е.В, Шехватова А. Н., Семенова Э. Е. Исследование ограждающих кон-струкций общественных зданий // Научный журнал. Инженерные системы и сооружения. 2020. № 3–4 (41–42). С. 6–11.
- Свод правил. Тепловая защита зданий (СП 50.13330.2012). URL: http://docs.cntd.ru/document/ 1200095525 (дата обращения: 30.03.2024).
- Свод правил. Строительная климатология (СП 131.13330.2012). URL: http://docs.cntd.ru/document/ 1200095546 (дата обращения: 30.03.2024).
- Фролькис В.А., Гинзбург А.С., Евсиков И.А. Оценка антропогенного потока тепла, создающего городской покрывающий слой, на основе «OpenStreetMap» // Сборник трудов. «Международный симпозиум

том 60 № 4 2024

атмосферная радиация и динамика» (МСАРД-21), СПб., 29 июня-02 июля 2021. СПб.: изд-во ВВМ, 2021. С. 128–134.

- Фролькис В.А., Евсиков И.А. Расчет антропогенного потока тепла за период отопительного сезона в мегаполисе (на примере Санкт-Петербурга) // ENVIROMIS2022. С. 395–398.
- Яндекс Карты URL: https://n.maps.yandex.ru/ (дата обращения: 30.03.2024).
- *Allen L., Lindberg F., Grimmond C. S.B.* Global city scale urban anthropogenic heat flux: model and variability // Int. J. Climatol. 2011. V. 31. P. 1990–2005.
- Chen W., Zhou Y., Xie Y., Chen G., Ding K.J., Li D. Estimating spatial and temporal patterns of urban building anthropogenic heat using a bottomup city building heat emission model // Resources, Conservation and Recycling. 2022. V.177
- *Ginzburg A., Raspletina N.* Anthropogenic heat fluxes estimation for metropolitan areas and urban regions // In: Geophys. Res. Abstr. EGU General Assembly. Vienna, 2008. V. 10. EGU2008\_A\_02526; SRef\_ID: 1607\_7962/gra/.
- Hidalgo J., Masson V., Baklanov A., Pigeon G., Gimeno L. Advances in Urban Climate Modeling // Annals of

the New York Academy of Sciences. 2008. V.1146(1). P. 354—374. https://doi.org/10.1196/annals.1446.015 (дата обращения: 30.03.2024).

http://docs.cntd.ru/document/1200095525 (дата обращения: 30.03.2024).

- Jin L., Schubert S., Fenner D., Meier F., Schneider C. Integration of a Building Energy Model in an Urban Climate Model and its Application // Boundary-Layer Meteorology. 2021. V.178(2), 249–281. https://doi. org/10.1007/S10546-020-00569-Y/TABLES/6.
- OpenStreetMap URL: https://www.openstreetmap.org (дата обращения: 01.11.2023).
- Rhinoceros URL: https://www.rhino3d.com/ (дата обращения: 01.11.2023).
- Varentsov M., Konstantinov P., Baklanov A., Esau I., Miles V., Davy R. Anthropogenic and natural drivers of a strong winter urban heat island in a typical Arctic city // Atmos. Chem. Phys. 2018. V.18. P. 17573–1758.
- *Varentsov M., Samsonov T., Demuzere M.* Impact of Urban Canopy Parameters on a Megacity's Modelled Thermal Environment // Atmosphere. 2020. V 11(12). 1349. https://doi.org/10.3390/atmos11121349

## MODELING OF ANTHROPOGENIC HEAT FLUXES DURING THE HEATING PERIOD IN MAJOR RUSSIAN CITIES

V. A. Frolkis<sup>1,2,\*</sup>, I. A. Evsikov<sup>3,1,\*\*</sup>, A. S. Ginzburg<sup>4,\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Voeikov Main Geophysical Observatory, Karbysheva str., 7, Saint Petersburg, 194021 Russia <sup>2</sup>Saint Petersburg State University of Economy, Sadovaya str., 21, Saint Petersburg, 191023 Russia <sup>3</sup>Saint Petersburg State University of Architecture and Civil Engineering, Vtoraya Krasnoarmeiskaya str., 4, Saint Petersburg, 190005 Russia <sup>4</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia

> \*e-mail: vfrolkis@gmail.com \*\*e-mail: shtudila@ya.ru \*\*\*e-mail: gin@ifaran.ru

Estimates of the anthropogenic heat flux (AHF) generated by megacities of the Russian Federation during the heating period are obtained. To calculate the AHF value, two-dimensional models were created taking into account the height, number of floors and the type of buildings for sixteen cities with a population of at least one million people. The source data is obtained from the OpenStreetMap open web mapping platform and the Yandex Maps website. Two algorithms for calculating AHF using building codes, thermophysical properties of enclosing structures and the difference between internal and external air temperatures are considered. The first algorithm uses the basic value of the required heat transfer resistance of the enclosing structure, the second – the calculated value of the specific characteristic of the consumption of thermal energy for heating and ventilation of the building. The AHF is assessed from the territory of the city within the administrative boundaries and from the urbanized territory, which is defined by multi-store buildings. Maps of the spatial distribution of AHF density are provided for the four largest megacities: Moscow, St. Petersburg, Novosibirsk and Yekaterinburg.

**Keywords:** anthropogenic heat flux, characteristics of the heating period, administrative and urbanized territory, urban heat island

УДК 551.510.4: 551.510.41; 551.510.534

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ТРЕНДОВ И МЕЖГОДОВЫХ ВАРИАЦИЙ СОДЕРЖАНИЯ NO<sub>2</sub> В АТМОСФЕРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ (ПРИБОР ОМІ) И НАЗЕМНЫХ СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ НА СТАНЦИЯХ СЕТИ NDACC © 2024 г. А. Н. Груздев\*, А. С. Елохов

Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН 119017 Москва, Пыжевский пер. 3

\*e-mail: a.n.gruzdev@mail.ru

Поступила в редакцию 15.02.2024 г. После доработки 07.05.2024 г. Принята к публикации 29.05.2024 г.

Выполнено сопоставление результатов анализа долговременных трендов и межгодовых вариаций содержания  $NO_2$  в атмосфере по данным измерений с помощью прибора OMI (Ozone Monitoring Instrument) с борта спутника EOS-Aura в 2004–2020 гг. с результатами аналогичного анализа по данным независимых спектрометрических сумеречных измерений по рассеянному из зенита солнечному излучению на станциях Сети по обнаружению изменений состава атмосферы (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change – NDACC). По тем и другим данным получены сезонно-зависимые оценки линейных трендов  $NO_2$  и вариаций содержания  $NO_2$  под действием 11-летнего цикла солнечной активности и крупномасштабных циркуляционных факторов, таких как Арктическое и Антарктическое колебания, вариации температуры поверхности океана в области Ниньо 3.4 и квазидвухлетняя цикличность зонального ветра в экваториальной стратосфере. Для межгодовых вариаций стратосферного содержания  $NO_2$  в среднем по всем станциям получено неплохое соответствие между оценками на основе спутниковых и наземных данных, но соответствие между оценками трендов заметно хуже. Наилучшее соответствие между результатами анализа получено для ст. Звенигород. Для стратосферного содержания  $NO_2$  оно отмечено в 80–90% случаев, а соответствие для тропосферного содержания практически 100%-е.

**Ключевые слова:** NO<sub>2</sub>, спектрометрические измерения, OMI, NDACC, сопоставление, тренды, межгодовые вариации, квазидвухлетняя цикличность, 11-летний солнечный цикл, Арктическое колебание, Антарктическое колебание, множественная линейная регрессия

DOI: 10.31857/S0002351524040066 EDN: JHGHFE

#### ВВЕДЕНИЕ

Окислы азота NO и NO<sub>2</sub> играют ключевую роль в фотохимическом балансе атмосферного озона, дают существенный вклад в антропогенное загрязнение нижней тропосферы. Их источником в стратосфере служит фотолиз закиси азота N<sub>2</sub>O [Brasseur and Solomon, 2005], а антропогенным источником в тропосфере – сжигание ископаемого топлива – выбросы автомобилей и тепловых станций [Seinfeld and Pandis, 2006].

Содержание NO<sub>2</sub> определяется не только фотохимическими процессами, эмиссией в атмосферу, но и атмосферным переносом в составе семейства окислов азота. При этом NO<sub>2</sub> в стратосфере зачастую оказывается более чувствительной к воздействию циркуляционных факторов и вариаций уровня солнечной активности, чем озон, являясь, тем самым, хорошим индикатором этих процессов [Груздев и др., 2017, 2022]. Среди циркуляционных факторов влияния на NO<sub>2</sub> – такие как квазидвухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере (КДЦ), Арктическое колебание (АК), внезапные стратосферные потепления, Эль-Ниньо – Южное колебание [Zawodny et al., 1991; Liley et al., 2000; Агеева и Груздев, 2017; Агеева и др., 2017; Груздев и Елохов, 2021; Груздев и др., 2022]. Их воздействие и влияние 11-летнего солнечного цикла (СЦ) определяют значительную часть межгодовой изменчивости NO<sub>2</sub>.

Измерения содержания NO<sub>2</sub> в стратосфере выполняются дистанционно спектрометрическими методами с поверхности земли и со спутников. Продолжительность наиболее длительных наземных измерений составляет около трех десятилетий, а на отдельных станциях и более. Ряд наземных станций с наблюдениями  $NO_2$  включены в состав Сети для обнаружения изменений состава атмосферы (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change – NDACC). Используемые на ней приборы и методики прошли поверку в международных сравнениях.

В ряде работ получены оценки долговременных трендов содержания  $NO_2$  в столбе стратосферы по данным наземных измерений [Liley et al., 2000; Груздев, 2008; Cook et al. 2009; Gruzdev, 2009; Hendrick et al., 2012; Боровский и др., 2016; Yela et al., 2017]. Величина и знак трендов  $NO_2$  в столбе стратосферы варьируют в зависимости от географического положения станции; при этом можно отметить наличие их региональных особенностей [Груздев, 2008; Gruzdev 2009; Груздев и др., 2022]. В работе [Груздев и Елохов, 2021] получены первые оценки трендов вертикального распределения  $NO_2$ .

Попытки интерпретации стратосферных трендов  $NO_2$  с помощью численных фотохимических моделей не дали удовлетворительного объяснения их величины и знакопеременности [Fish et al., 2000; McLinden et al., 2001; Груздев, 2008]. В работе [Груздев, 2008] получена аналитическая зависимость трендов  $NO_2$  от трендов  $N_2O$ , озона и температуры. Вклады этих факторов в тренд  $NO_2$  могут компенсировать друг друга и, завися от широты и региона, влиять на величину и знак тренда  $NO_2$ .

Сеть наземных станций с наблюдениями  $NO_2$ немногочисленна, неоднородна и недостаточна для получения адекватной информации о глобальном поле  $NO_2$ . Учет наблюдаемых трендов  $NO_2$  в стратосфере необходим в важной проблеме разрушения стратосферного озона под действием озоноразрушающих веществ — хлорфторуглеродов (ХФУ). Неучет отрицательного тренда  $NO_2$ ведет к недооценке, а неучет положительного тренда — к переоценке вклада ХФУ в разрушение стратосферного озона [Груздев, 2009].

Пространственное распределение приземного и, в целом, нижнетропосферного содержания  $NO_2$  в высокой степени неоднородно. Долговременные тренды  $NO_2$  в нижней тропосфере в значительной степени определяются антропогенными и биогенными эмиссиями [Ossohou et al., 2019; Fortems-Cheiney et al., 2021]. Прибор OMI (Ozone Monitoring Instrument), установленный на спутнике EOS-Aura, позволяет проводить измерения о содержании  $NO_2$  в столбах стратосферы и тропосферы с высоким горизонтальным разрешением и практически глобальным охватом [Levelt et al., 2018], а продолжительность наблюдений  $NO_2$ , начатых в октябре 2004 г., приближается к двум десяткам лет. Таким образом, данные OMI вполне можно использовать для анализа многолетней изменчивости  $NO_3$ .

В работе [Dirksen et al., 2011] получена оценка линейного тренда стратосферного содержания  $NO_2$  по данным OMI за 5 лет измерений в окрестности новозеландской станции Лаудер. Она оказалась достаточно близкой к оценке тренда, полученного по данным наземных измерений. Более активно данные OMI привлекаются для анализа трендов тропосферного содержания  $NO_2$  [Hilboll et al., 2013; Schneider et al., 2015; Ossohou et al., 2019; Fortems-Cheiney et al., 2021; Jiang et al., 2022].

В первые годы работы прибора ОМІ была выполнена валидация его данных по результатам независимых наземных измерений, в том числе, с использованием данных NDACC [Boersma et al., 2008; Celarier et al., 2008; Ionov et al., 2008; Kramer et al., 2008; Груздев и Елохов, 2009; Gruzdev and Elokhov, 2010]. Соответствие между данными спутниковых и наземных измерений обычно характеризуют разностью (невязкой), коэффициентами линейной корреляции и регрессии между ними. Доминирующая особенность временной изменчивости NO, в стратосфере – годовой ход, и результаты валидации в терминах указанных характеристик без учета сезонных различий можно считать вполне удовлетворительными и даже хорошими.

Учет сезонной зависимости существенно влияет на согласие между данными. Кроме того, имеются другие факторы влияния на соответствие данных, такие как облачность и загрязнение нижней тропосферы окислами азота [Груздев и Елохов, 2023]. В работах [Груздев и Елохов, 2023, 2024] (далее ГЕ1 и ГЕ2, соответственно) предпринято систематическое сопоставление данных ОМІ с данными измерений на станциях NDACC. Корреляция между данными, как правило, резко ухудшается на межгодовом и, в еще большей степени, межсуточном масштабах. Очевидно, что ухудшение корреляции на межгодовом масштабе может влиять на соответствие между характеристиками межгодовых вариаций и долговременных трендов, оцениваемых по данным спутниковых и наземных измерений. По этой причине использованию спутниковых данных для анализа долговременной изменчивости должна предшествовать валидационная часть — поверка полученных результатов по результатам аналогичного анализа независимых данных.

Настоящая работа служит продолжением работ [ГЕ1, ГЕ2]. Ее цель — получение оценок межгодовых вариаций и линейных трендов  $NO_2$  по данным OMI в сравнении с оценками, полученными на основе данных измерений на станциях NDACC.

#### ДАННЫЕ ИЗМЕРЕНИЙ

Спектрометр ОМІ измеряет рассеянную атмосферой Земли солнечную радиацию в ультрафиолетовой и видимой областях спектра. Пространственное (горизонтальное) разрешение составляет 13×24 км<sup>2</sup> в надире. Для определения содержания NO<sub>2</sub> используется видимая часть спектрального диапазона. По результатам измерений восстанавливается содержание NO<sub>2</sub>. Стандартными продуктами измерений являются содержания NO, в вертикальных столбах тропосферы и стратосферы и общее содержание (ОС) NO<sub>2</sub>. В настоящей работе использованы данные измерений, полученные при пролетах спутника над окрестностями наземных станций (https://avdc.gsfc.nasa. gov/pub/data/satellite/Aura/OMI/V03/L2OVP/ OMNO2/). Благодаря приблизительно полярной солнечно-синхронизованной орбита спутника, измерения выполняются в дневное время.

В качестве наземных использованы данные наблюдений на станциях NDACC. Рис. 1 показывает расположение станций, данные которых использованы в настоящей работе. Подробная информация приведена в [ГЕ1, ГЕ2] Две станции расположены в арктической области, две находятся на побережье Антарктиды, по три станции – в средних широтах северного (СП) и южного (ЮП) полушарий и две станции – в тропиках ЮП. Три южнополушарные станции расположены на океанических островах.

На подавляющем большинстве станций используются два типа спектральных приборов: спектрометры SAOZ производства Франции и сканирующие монохроматоры [ГЕ1]. Наблюдения NO<sub>2</sub> выполняются во время утренних и/или вечерних сумерек на восходе и заходу Солнца в окрестности зенитных углов Солнца 90° по рассеянному из зенита солнечному излучению видимого спектрального диапазона. Данные находятся в открытом доступе по адресу https://ndacc. larc.nasa.gov/instruments/uv-visible-spectrometer. По измеренным спектрам рассеянной радиации методом DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy) определяется так называемое наклонное содержание NO<sub>2</sub> [Елохов, Груздев, 2000; Platt and Stuts, 2008]. По нему на всех станциях, кроме ст. Звенигород, определяется ОС NO<sub>2</sub>. Оно рассчитывается путем деления наклонного содержания на воздушную массу NO<sub>2</sub>, значение которой задается априори.

На ст. Звенигород по результатам измерений наклонного содержания  $NO_2$  путем решения обратной задачи восстанавливается вертикальное распределение  $NO_2$  и по нему рассчитываются значения содержания  $NO_2$  в столбах стратосферы и тропосферы, а также OC  $NO_2$  [Елохов, Груздев, 2000].

Из-за особенностей метода сумеречных зенитных наблюдений OC  $NO_2$ , определяемое в наземных измерениях (кроме ст. Звенигород), лучше соответствует по величине стратосферному продукту OMI [ГЕ1, ГЕ2]. Используемый на ст. Звенигород уникальный метод наблюдений  $NO_2$  с восстановлением вертикального профиля  $NO_2$  позволяет получать значения содержания  $NO_2$  в столбах стратосферы и тропосферы, т.е. продукты, эквивалентные продуктам OMI [Елохов и Груздев, 2000; Груздев и Елохов, 2021].

Согласно работе [Висsela et al., 2013], глобальная усредненная погрешность измерений содержания NO<sub>2</sub> в тропосферном столбе с помощью прибора OMI составляет около  $10^{15}$  молекул/см<sup>2</sup> в безоблачных условиях, а при сплошной облачности она увеличивается примерно втрое. Относительная погрешность определения содержания NO<sub>2</sub> в тропосфере в загрязненных регионах при облачности может достигать 100%. Погрешность определения содержания NO<sub>2</sub> в стратосферном столбе составляет около  $0,2 \cdot 10^{15}$  молекул/см<sup>2</sup>.

Случайная погрешность определения содержания  $NO_2$  в стратосфере в наземных измерениях зависит от станции и составляет порядка  $0.1 \cdot 10^{15}$  молекул/см<sup>2</sup> и менее [ГЕ1].

Случайная погрешность определения содержания  $NO_2$  в нижних слоях тропосферы (это касается только ст. Звенигород) зависит от уровня и стабильности загрязнения. Относительная погрешность варьируется от 5% до 100. Средние долгосрочные абсолютные погрешности определения содержания  $NO_2$  в приземном слое атмосферы (ПСА) составляют 0.24 · 10<sup>15</sup> и 0.29 · 10<sup>15</sup> молекул/см<sup>2</sup> утром и вечером соответственно, что равняется примерно 20% от средних долгосрочных значений содержания  $NO_2$ .

Из-за различной геометрии наблюдений горизонтальное разрешение наземных и спутниковых данных отличается. Разрешение результатов измерений на приборе ОМІ находится в пределах нескольких десятков километров (13 км х 24 км в надире). При наземных сумеречных зенитных наблюдениях в Звенигороде горизонтальное разрешение тропосферных данных определяется главным образом полем зрения прибора и составляет несколько сотен метров, то есть данные относятся к небольшой окрестности станции [ГЕ1].

Горизонтальное разрешение данных о содержании NO, в стратосферном столбе, полученных в результате наземных измерений на станциях NDACC, составляет сотни километров [ГЕ1]. Алгоритм определения содержания NO<sub>2</sub> в стратосфере по результатам измерений на приборе OMI в районах с тропосферным загрязнением использует сглаживание по прямоугольной области размером в несколько сотен километров [Bucsela et al., 2013]. Сглаживание приводит к удалению из стратосферного поля NO, неоднородностей с масштабами, меньшими, чем масштаб усреднения. Таким образом, масштаб сглаживания стратосферных данных ОМІ над станциями с тропосферным загрязнением окислами азота сопоставим по порядку величины с горизонтальным разрешением (масштабом усреднения) данных наземных измерений. Однако, положения областей, к которым относятся спутниковые и наземные данные, различаются. Стратосферные данные ОМІ относится к районам, включающим станцию, в то время как наземные данные относится к районам, смещенным в сторону Солнца.

Ошибки измерений, различия в пространственном разрешении спутниковых и наземных данных и различия в расположении областей, представленных данными, могут приводить к расхождениям между данными и, как следствие, к расхождениям между результатами их анализа.

Результаты наземных и спутниковых измерений были подвергнуты статистической проверке с целью отбраковки из них больших выбросов [ГЕ1]. Поскольку NO<sub>2</sub> имеет значительный суточный ход, результаты наземных измерений пересчитывались ко времени спутниковых наблюдений в окрестности станций путем интерполяции/экстраполяции с поправкой на нелинейные фотохимические изменения NO<sub>2</sub>, обусловленные суточным ходом [ГЕ1].

Размер окрестности, из которой делается выборка данных ОМІ, влияет на результаты сопоставления. Соответствие между спутниковыми и наземными данными улучшается при уменьшении окрестности до размеров, сопоставимых с горизонтальным разрешением спутниковых измерений, но при этом количество доступных для сопоставления данных значительно сокращается [ГЕ1].

Результаты валидации в [ГЕ1, ГЕ2] получены по данным ОМІ из окрестностей станций с радиусом 10 км. Этот же критерий применен в настоящей работе для станций со значительным уровнем тропосферного содержания NO<sub>2</sub>. Это станции Звенигород, От-Прованс, Иссык-Куль, Бауру и Лаудер [ГЕ2]. Для остальных станций, а это полярные и островные станции, радиус окрестности принят равным 30 км с целью увеличения доступных для сопоставления данных, количество которых относительно невелико в полярных регионах.

#### МЕТОД АНАЛИЗА

Для анализа вариаций и трендов NO<sub>2</sub> использованы среднемесячные данные. Анализ выполнен с помощью модели множественной линейной регрессии. Ее основные особенности описаны, например, в [Груздев и Елохов, 2021].

Линейную регрессионную модель удобно записать в матричной форме [Драпер и Смит, 2007]:

$$Y = X\beta + \varepsilon, \tag{1}$$

где Y — вектор наблюдений длины *n* (анализируемый ряд), X — матрица предикторов (независимых переменных) размера ( $n \times p$ ), p — число предикторов,  $\beta$  — вектор неизвестных коэффициентов (искомых коэффициентов регрессии) длины p,  $\varepsilon$  — вектор ошибок (остатков) длины *n* (остаточный ряд).

В качестве предикторов (независимых переменных) использованы следующие функции:

константа (единица); линейная по времени функция, описывающая линейный тренд; индекс Арктического (в СП) и Антарктического (в ЮП) колебаний (АК и ААК, соответственно) (https://psl. noaa.gov/data/climateindices/list/) для учета влияния на NO<sub>2</sub> стратосферного полярного вихря; зональная скорость экваториального стратосферного ветра на изобарической поверхности 40 гПа (http://www.geo.fu-berlin.de/en/met/ag/strat/ produkte/qbo/index.html) для учета эффекта КДЦ в NO<sub>2</sub>; индекс Ниньо 3.4, характеризующий среднюю температуру поверхности воды в экваториальном поясе Тихого океана 170°W-120°W по долготе и 5°N-5°S по широте (https://psl.noaa.gov/ data/climateindices/list/) - для учета влияния на NO, крупномасштабных процессов, связанных с Эль-Ниньо – Южным колебанием; поток радиоизлучения Солнца F10.7 (https://www.ngdc.noaa. gov/stp/space-weather/ и https://www.spaceweather. gc.ca/solarflux/sx-en.php) в качестве индекса солнечной активности.

Отклик содержания атмосферных примесей на воздействие циркуляционных факторов и 11-летнего солнечного цикла (СЦ) может запаздывать относительно самого воздействия [Груздев, 2011, 2014; Агеева и Груздев, 2017]. Поэтому в регрессионную модель включены не по одному, а по два индекса КДЦ, Ниньо 3.4 и *F*10.7. Один из индексов в каждой паре получен смещением истинного индекса вперед во времени на величину, при которой отсутствует корреляция между смещенным и истинным индексами, то есть они взаимно ортогональны (независимы). Для периода совместных спутниковых и наземных наблюдений NO<sub>2</sub> смещение составило 6 мес. для КДЦ, 16 мес. для индекса Ниньо-3.4 и 35 мес. для индекса солнечной активности.

489

Для КДЦ и СЦ характерно наличие основного, доминирующего колебания. Поэтому по откликам на прямое и ортогональное ему воздействие можно приблизительно оценить величину и фазу (запаздывание) суммарного отклика. Этот прием неприменим к эффекту Ниньо 3.4, так как период колебаний индекса Ниньо 3.4 изменяется в широких пределах.

Все искомые коэффициенты регрессионной модели ( $\beta_k$ , k=1, ..., p в формуле (1)) представлены в виде разложений в ряд Фурье по парам синус-косинус, соответствующим гармоникам годового цикла с целью учета годового хода NO<sub>2</sub>, сезонной зависимости трендов NO<sub>2</sub> и сезонной зависимости воздействия других предикторов на NO<sub>2</sub>. В разложении коэффициент при тренде использованы три гармоники: годовая, полугодовая и третьгодовая, а в разложении остальных коэффициентов – годовая и полугодовая гармоники.

Таким образом, регрессионная модель включает в качестве независимых переменных свободный член, линейный по времени член (тренд), индекс АК или ААК, ортогональные пары индексов КДЦ, Ниньо 3.4 и *F*10.7, а также члены с парами Фурье-разложений, — всего 47 переменных.

Для решения системы уравнений регрессионной модели использован предложенный в [Груз-



**Рис.** 1. Расположение станций NDACC с измерениями содержания NO<sub>2</sub> сумеречным методом.



**Рис.** 2. (а–б): Годовая (левая часть), месячные (средняя часть) и сезонные (правая часть графиков) оценки размаха колебаний стратосферного содержания NO<sub>2</sub> по данным OMI (красный цвет) и общего содержания NO<sub>2</sub> по наземным данным (синий цвет) на ст. Реюньон (а) и Кергелен (б) под действием 11-летнего солнечного цикла. Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы. (в–г): Задержка колебаний NO<sub>2</sub>, вызванных 11-летним солнечным циклом, на ст. Реюньон (в) и Кергелен (г) относительно 11-летнего солнечного цикла.

дев, 2019] метод, позволяющий учитывать наличие памяти в данных наблюдений в широком диапазоне временных масштабов. Ее учет ведет к увеличению доверительных интервалов искомых коэффициентов регрессии и тем самым повышает степень надежности регрессионных оценок, избавляя от, возможно, ложных статистических выводов, которые могут быть при заниженных значениях доверительных интервалов.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Рассмотрим и сопоставим по данным спутниковых и наземных измерений тренды и изменения содержания NO, под действием циркуляционных и солнечного факторов. Значения трендов и амплитуды вариаций NO<sub>2</sub>, если специально не оговорено, представлены в процентах относительно соответствующих по времени значений содержания NO<sub>2</sub>, полученных осреднением по месяцам, сезонам и за год. При такой нормировке зимние оценки трендов и вариаций стратосферного содержания NO<sub>2</sub> при равных абсолютных значениях будут больше, а летние оценки меньше, чем прочие оценки, ввиду зимнего минимума и летнего максимума NO, в стратосфере [ГЕ1]. Рассмотрим последовательно изменения содержания NO, под действием внешнего фактора – 11-летнего СЦ,

циркуляционных факторов – КДЦ, АК и ААК, вариаций ТПО в области Ниньо 3.4 и в виде многолетних линейных трендов.

Качество соответствия между результатами анализа спутниковых и наземных данных будем характеризовать количественными показателями, сведенными в таблице. Считаем, что согласие между данными имеется, если соответствующие наземная и спутниковая оценки статистически незначимы на уровне 0.05 или значимы и имеют одинаковые знаки. В таблице для всех станций представлены числа случаев соответствия (ЧСС) между данными по каждому фактору (столбцы 3-7 и в сумме по всем факторам (столбцы 9, 10). При этом принимаем в расчет только годовые и сезонные оценки. В скобках приведены ЧСС со статистически значимыми оценками. Жирным курсивом выделены максимальные по каждому факторам и в сумме по всем факторам ЧСС. Они определенны отдельно для полярных и неполярных станций, так как на полярных станциях отсутствуют зимние данные. В столбце 8 приведены суммарные по факторам числа таких случаев. В третьей и четвертой снизу строках даны суммарные по станциям ЧСС. Две последние строки содержат процентные доли ЧСС для стратосферного и тропосферного содержаний NO<sub>2</sub> на ст. Звенигород.



**Рис.** 3. Аналогично рис. 2, но для ст. От-Прованс (а, в) и Звенигород (б, г). Для ст. Звенигород использованы значения стратосферного содержания NO<sub>2</sub>.

#### Эффект 11-летнего солнечного цикла

На рис. 2 приведены примеры сезонных зависимостей откликов NO, на 11-летний СЦ на ст. Реюньон Кергелен в ЮП. Станции расположены в одном долготном секторе. Для них получено наилучшее соответствие между спутниковыми и станционными оценками воздействия СЦ на NO<sub>2</sub>. ЧСС для ст. Реюньон равно максимальному значению 5 из пяти, а для станции Кергелен оно равно 4, причем все согласующиеся между собой оценки статистически значимы (столбец 3 в таблице). Магнитуда годового отклика составляет около 10% на ст. Реюньон и 5% на ст. Кергелен (рис. 2а, б). Максимальное воздействие приходится на зиму, минимальное - на лето. Изменения содержания NO2 в течение СЦ в летние сезоны составляют около 5%, а в зимние месяцы достигают 20% на ст. Реюньон и 15% на ст. Кергелен 15% на ст. Кергелен. Отметим, что при нормировке отклика NO, не на среднемесячные/среднесезонные (как на рис. 2а, б). а на среднегодовое содержание NO<sub>2</sub>, разность между зимними и летними оценками уменьшается благодаря годовому ходу NO<sub>2</sub>.

Фазовая задержка отклика  $NO_2$  на СЦ на ст. Реюньон во все сезоны и в целом за год составляет около 3 лет (рис. 2в), то есть близка к <sup>1</sup>/<sub>4</sub> периода солнечного цикла. Таким образом, изменения стратосферного содержания  $NO_2$  на ст. Реюньон,

связанные с 11-летним СЦ, примерно ортогональны колебаниям уровня солнечной активности.

Согласно рис. 2г, вариации содержания  $NO_2$  на ст. Кергелен, вызванные влиянием СЦ, большую часть года следуют за уровнем солнечной активности с запаздыванием 1-2 года. Задержка в весенние периоды, оцененная по наземным данным, возрастает до 3 лет.

На рис. 3 представлены магнитуды и фазы откликов  $NO_2$  на СЦ на ст. От-Прованс и Звенигород, для которых также выявлено хорошее соответствие между откликами, полученными по данным наземных и спутниковых измерений. Станции находятся в европейском долготном секторе и различаются по широте на 12°.

Форма сезонной зависимости магнитуды отклика на ст. От-Прованс при сдвиге на полгода похожа на форму зависимостей на рис. 2 для среднеширотной и тропической станций в ЮП. Максимум магнитуды около 10% приходится на лето, минимум — на осенне-зимний период (рис. 3а).

Сезонные зависимости магнитуд откликов NO<sub>2</sub> на ст. Звенигород (рис. 36) и Соданкюля в основных чертах противоположны по форме на сезонной зависимости на ст. От-Прованс. Одна-ко при нормировке магнитуды на среднегодовое значение содержания NO<sub>2</sub> формы сезонных зависимостей откликов NO<sub>2</sub> на этих станциях становятся похожими. Таким образом, отклики NO<sub>2</sub> на



**Рис.** 4. Зимние (а), весенних (б), летние (в) и годовые (г) оценки изменений стратосферного содержания NO<sub>2</sub> по данным OMI (красный цвет) и общего (для ст. Звенигород – стратосферного) содержания NO<sub>2</sub> по наземным данным (синий цвет) под отклика NO<sub>2</sub> на воздействие 11-летнего цикла солнечной активности в зависимости от широты. Единицы – магнитуда (размах) колебаний NO<sub>2</sub> в течение полного солнечного цикла. Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы. Концы доверительных интервалов, выходящие за пределы графиков, обрезаны. Номера станций соответствуют столбцу 1 таблицы.

СЦ на ст. Кергелен, Реюньон, От-Прованс, Звенигород и Соданкюля при нормировке на среднегодовые значения содержания NO<sub>2</sub> принимают максимальные значения в одно время: летом на станциях СП и зимой на станциях ЮП.

Фазовая задержка отклика  $NO_2$  на ст. Звенигород обычно незначительно отличается от нуля (рис. 3г). Это характерно также для фазы отклика на ст. От-Прованс в течение трех сезонов с весны по осень (рис. 3в). Однако задержка в зимний сезон равна 6 мес. Таким образом, отклик  $NO_2$ на воздействие 11-летнего СЦ в зимние сезоны От-Прованс находится примерно в противофазе с СЦ и с откликом  $NO_2$  на ст. Звенигород.

Согласно третьей снизу строке таблицы, соответствие между откликами стратосферного содержания  $NO_2$  на СЦ по спутниковым и наземным данным отмечено в целом по всем станциям в 70% случаев, причем эффект СЦ в  $NO_2$  выявлен на статистически значимом уровне в 41% случаев (или в 59% от ЧСС). Эффект СЦ выявлен весной и на арктических станциях.

Широтные распределения зимних, весенних, летних и годовых оценок магнитуды (размаха) и фазовой задержки колебаний стратосферного содержания NO<sub>2</sub>, обусловленных 11-летним СЦ приведены на рис. 4 и 5. Годовой отклик NO<sub>2</sub> на СЦ в СП в целом статистически значим по тем

и другим данным (на ст. Скорсбисунн только по наземным данным) с магнитудой в пределах от 4% до 9% (рис. 4г). Годовой отклик по данным OMI, как правило, заметно меньше, чем по наземным данным, но не противоречит им ввиду взаимно пересекающихся доверительных интервалов. Обратное соотношение амплитуд годовых откликов отмечено в средних широтах ЮП. Оценки, полученные по данным OMI, статистически значимы на всех среднеширотных станциях ЮП, однако годовой отклик на СЦ по наземным данным выявлен лишь на ст. Кергелен. Наиболее значительный годовой отклик NO<sub>2</sub> на СЦ (5–10%) получен в тропиках ЮП.

Сезонные статистически значимые оценки магнитуд откликов NO<sub>2</sub> на СЦ варьируют в пределах примерно от 5% до 25% в зависимости от станции и сезона (рис. 4а—в). Максимальное значение 25% получено для зимнего отклика NO<sub>2</sub> по результатам наземных измерений на ст. Звенигород (рис. 4а). Довольно сильный отклик с магнитудой 10—13% выявлен весной в Арктике (рис. 5б). В летние сезоны, когда можно ожидать наиболее сильное неопосредованное влияние колебаний уровня солнечной активности на состав атмосферы (например, через фотохимические процессы при незначительной роли атмосферной циркуляции), отклик NO<sub>2</sub> на среднеширотных европейских станциях и в Ар-



**Рис. 5.** Задержка зимнего (а), весеннего (б), летнего (в) и годового (г) откликов стратосферного содержания NO<sub>2</sub> по данным OMI (красный цвет) и общего (для ст. Звенигород – стратосферного) содержания NO<sub>2</sub> по наземным данным (синий цвет) на воздействие 11-летнего цикла солнечной активности в зависимости от широты. Номера станций соответствуют столбцу 1 таблицы.

ктике заключен в пределах 7–10% (рис. 4в). Он сильнее, чем в средних широтах ЮП.

Рассмотрим широтное распределение фазы отклика  $NO_2$  на СЦ. Если рассматривать только статистически значимый результат (рис. 4г), то годовой отклик  $NO_2$  на СЦ в средних и тропических широтах ЮП следует за СЦ с запаздыванием на несколько лет (рис. 5г). Задержка годового отклика  $NO_2$  в СП по данным ОМІ также положительная и варьирует с широтой в пределах 0-3 лет. Годовой отклик по наземным данным на европейских станциях СП (см. рис. 1) находится в фазе с уровнем солнечной активности. При этом годовые оценки вариаций содержания  $NO_2$  по наземным данным под действием СЦ на неевропейских станциях Иссык-Куль и Скорсбисунн находятся в противофазе друг с другом.

Изменения содержания  $NO_2$  в европейском секторе СП в летние сезоны следуют за уровнем солнечной активности без задержки (рис. 5в), но задержка на арктической ст. Скорсбисунн составляет 2–3 года. По контрасту с СП статистически значимый летний отклик  $NO_2$  в средних широтах (по данным OMI) и тропиках ЮП запаздывает относительно СЦ примерно на ¼ периода.

Отметим довольно хорошее соответствие зимних задержек отклика  $NO_2$ , полученных по спутниковым и наземным данным, в СП, тропиках и на ст. Кергелен в ЮП (рис. 5а).

#### Эффект квазидвухлетней цикличности

493

Соответствие между откликами NO<sub>2</sub> на КДЦ в экваториальной стратосфере по спутниковым и наземным данным отмечено в целом по всем станциям в 66% случаев, при этом ненулевой эффект КДЦ в NO<sub>2</sub> выявлен в 43% случаев (в 65% от ЧСС) (третья снизу строка таблицы). Средние показатели для эффекта КДЦ близки к средним показателям для эффекта СЦ. Лучшее согласие между спутниковыми и наземными оценками эффекта КДЦ в полярных областях получено для ст. Скорсбисунн (причем по всем четырем оценкам), а на остальных станциях – для среднеширотных европейских и тропических станций.

На рис. 6а, б приведены сезонно зависимые магнитуды откликов стратосферного содержания NO<sub>2</sub> на КДЦ в экваториальной стратосфере на станциях Бауру и Звенигород. Характер сезонных зависимостей для двух станций одинаков. Им свойственны зимние максимумы (~12% на обеих станциях со значениями 13–17% в середине зимы). Эффект КДЦ с магнитудой 3% на ст. Звенигород выявлен и в целом за год.

Сезонные зависимости фаз откликов NO<sub>2</sub> на КДЦ на двух станциях совершенно различны (рис. 6в, г). Фаза колебаний NO<sub>2</sub> на ст. Звенигород в зимние сезоны противоположна фазе в другие сезоны. Изменения содержания NO<sub>2</sub> под действием экваториальной КДЦ в период с весны по осень находятся примерно в фазе (с задержкой до

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА



Рис. 6. (а-б): Годовая (левая часть), месячные (средняя часть) и сезонные (правая часть графиков) оценки размаха колебаний стратосферного содержания NO, по данным OMI (красный цвет) и общего (для ст. Звенигород – стратосферного) содержания NO, по наземным данным (синий цвет) на ст. Бауру (а) и Звенигород (б) под действием экваториальной КДЦ. Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы. (в-г): Задержка квазидвухлетних колебаний NO, на ст. Бауру (в) и Звенигород (г) относительно колебаний скорости экваториального ветра на уровне 40 гПа.

3 мес.) с колебаниями скорости ветра, а изменения в зимние сезоны происходят примерно в противофазе с колебаниями скорости ветра. Наряду с этим близкие к противофазным к скорости ветра колебания содержания NO, на ст. Бауру характерны для летних сезонов (рис. 6в). Изменения содержания NO, весной (по тем и другим данным) и осенью (только по наземным данным) здесь находятся примерно в фазе с КДЦ скорости ветра, а изменения в зимние сезоны ортогональны им, опережая их примерно на ¼ периода КДЦ. Сезонные зависимости фаз откликов NO<sub>2</sub> на экваториальную КДЦ на тропической ст. Бауру в ЮП и среднеширотной ст. Звенигород в СП в общих чертах противоположны друг другу.

Годовые оценки магнитуд откликов NO, на КДЦ по спутниковым и наземным данным (около 3%) хорошо согласуются между собой. Вполне хорошее соответствие годовых оценок фаз колебаний NO<sub>2</sub>, характеризуемых задержкой в несколько месяцев, отмечено для ст. Звенигород (рис. 6г). Однако годовые отклики NO<sub>2</sub> на ст. Бауру но данным OMI и станционным данным противоположны по фазе друг другу (рис. 6в). Задержка по данным OMI близка к нулю и не сильно отличается от задержек годовых откликов на ст. Звенигород. Годовой отклик по наземным измерениям на ст. Бауру находится в противофазе с КДЦ скорости ветра.

Рассмотрим отклики NO2 на КДЦ на других станциях. Лучшее согласие амплитудных и фазовых характеристик отклика NO<sub>2</sub> с характеристиками, полученными для ст. Бауру, выявлено на ст. Реюньон, близкой по широте к ст. Бауру, но расположенной в восточном полушарии (рис. 1). Наилучшее соответствие отклика NO, на КДЦ с откликом на ст. Звенигород отмечено на ст. Соданкюля. Соответствие откликов NO<sub>2</sub> на других станциях откликам на ст. Бауру или Звенигород проявляется фрагментарно, в отдельные сезоны.

На рис. 7 показаны широтные распределения зимних, весенних, летних и годовых оценок магнитуд (размаха) колебаний стратосферного содержания NO, под действием экваториальной КДЦ. Сразу отметим вполне хорошее качественное и количественное соответствие между оценками, полученными по данным ОМІ и по наземным данным. Максимальный эффект ~15% отмечен на ст. Звенигород (№ 3) зимой, в то время как на ближайшей к ней по широте западноевропейской ст. От-Прованс (№ 4) зимний эффект вдвое-втрое слабее (рис. 7а). Изменения содержания NO<sub>2</sub> под действием КДЦ в зимний период в средних широтах ЮП находятся в тех же пределах, 5-8% (для

494



**Рис.** 7. Аналогично рис. 4, но для отклика NO<sub>2</sub> на КДЦ зональной скорости ветра на уровне 40 гПа в экваториальной стратосфере. Единицы – магнитуда (размах) колебаний NO<sub>2</sub> в течение полного цикла КДЦ.

ст. Кергелен только по данным OMI), а на тропических станциях достигают 10%.

В весенний период сигнал КДЦ в NO<sub>2</sub> с магнитудой от 5% до 10% (От-Прованс) выявлен в европейском секторе (одновременно по данным ОМІ и наземным данным — только на ст. Звенигород), включая полярную ст. Соданкюля (рис. 76). Близкий по амплитуде эффект получен по наземным данным в средних и тропических широтах ЮП (на ст. Лаудер (№ 8) — также по данным ОМІ). Эффект КДЦ на тропических станциях также уверенно выявляется, но с заметно большей амплитудой по спутниковым данным.

495

Статистически значимый эффект КДЦ в летний сезон выявлен по тем и другим данным для всех станций, кроме антарктических станций

Таблица. Число случаев соответствия между сезонными и годовыми оценками, полученными по наземным и спутниковым данным, по каждому фактору, сумма предельных значений и общая сумма таких случаев. В скобках — число случаев со статистически значимыми оценками. Жирным курсивом выделены максимальные по каждому фактору значения при этом значения для полярных и неполярных станций рассматриваются по отдельности.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Станция	Широта, градусы	СЦ	КДЦ	AO/AAO	Ниньо 3.4*	Тренд	Сумма случаев с максимальными значениями	Сумма общая	Сумма общая, %
1.Скорсбисунн**	70.48 N	3 (1)	4 (2)	4	8(1)	3	19 (4)	22 (4)	92 (17)
<ol> <li>Соданкюля<sup>**</sup></li> </ol>	67.37 N	2 (1)	2 (2)	3	8 (2)	3	8 (2)	18 (5)	75 (21)
3. Звенигород страт.	55.7 N	4 (3)	4 (4)	4 (2)	9(1)	4(1)	17 (6)	25 (11)	83 (37)
3. Звенигород троп.	55.7 N	5 (1)	5 (3)	5 (2)	10 (2)	5 (2)	30 (10)	30 (10)	100 (33)
4. Обс. От-Прованс	43.94 N	4 (3)	4 (3)	4(1)	6 (2)	2 (1)	4 (3)	20 (10)	67 (33)
5. Иссык-Куль	42.62 N	4 (2)	0	2	7	3 (2)	0	16 (4)	53 (13)
6. о.Реюньон	21.1 S	5 (5)	4 (4)	4	5	2	9 (9)	20 (9)	67 (30)
7. Бауру	22.3 S	4 (4)	4 (3)	4(1)	8	0	4 (3)	20 (8)	63 (27)
8. Лаудер	45.04 S	2	3 (3)	3	8	1 (1)	0	17 (4)	57 (13)
9. о. Кергелен	49.3 S	4 (4)	3(1)	2 (1)	7	3 (3)	0	19 (9)	63 (30)
10. о. Маккуори	54.5 S	1	2 (2)	5 (1)	9	3	14 (1)	20 (3)	67 (10)
11, Дюмон-Дюрвиль**	66.67 S	3	3	4	8(1)	3	15(1)	21 (1)	88 (4)
12. Ноймайер***	70.63 S	3	4	4	8	4	23	23	96
Все станции***		39 (23)	37 (24)	43 (6)	91 (7)	32 (9)	143 (42)	243 (69)	72 (21)
Все станции**, %		70 (41)	66 (43)	77 (11)	81 (6)	57 (16)	43 (13)	72 (21)	
Звенигород страт, %		80 (60)	80 (80)	80 (40)	90 (10)	80 (20)	57 (20)	83 (37)	
Звенигород троп, %		100 (20)	100 (60)	100 (40)	100(20)	100 (40)	87 (27)	100 (33)	

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024



**Рис. 8.** Аналогично рис. 5, но для отклика NO<sub>2</sub> на КДЦ зональной скорости ветра на уровне 40 гПа в экваториальной стратосфере.

и арктической ст. Скорсбисунн ( $\mathbb{N}$  1) (рис. 7в). Магнитуда везде примерно одинаковая, около 5%, но на ст. Реюньон ( $\mathbb{N}$  6) по данным ОМІ она в 1.5 раза больше.

В осенний период эффект КДЦ большей частью слабее, чем в другие сезоны. Однако выделяется ст. Соданкюля (№ 2), где эффект достигает 8%.

Годовые оценки эффекта КДЦ, полученные по спутниковым и наземным данным, достаточно хорошо соответствуют друг другу (рис. 7г). Их значения в европейском секторе составляют 3–5%, но на ст. Скорсбисунн (№ 1) достигают 10%. Статистически значимые годовые оценки эффекта КДЦ в ЮП меньше, чем в СП – на уровне нескольких процентов.

Широтные распределения фазовой задержки колебаний NO<sub>2</sub> относительно колебаний скорости экваториального ветра с зимнего по летний сезоны и в целом за год приведены на рис. 8. Отрицательная задержка означает, что колебания NO<sub>2</sub> опережают колебания скорости экваториального ветра на уровне 40 гПа.

Рис. 8 указывает на значительную зависимость фазы отклика NO<sub>2</sub> на КДЦ от сезона и широты. Отметим некоторые основные закономерности. Весенняя и годовая (на ст. Бауру ( $\mathbb{N}_{2}$  7) – только по данным OMI) задержки на тропических станциях ЮП близки к нулевым (рис. 8б, г). Колебания NO<sub>2</sub> под действием КДЦ в зимние сезоны на несколько лет опережают колебания скорости ветра (рис. 8а). Колебания NO<sub>2</sub> в летние сезоны на ст. Бауру ( $\mathbb{N}_{2}$  7) происходят примерно в противофазе с колебаниями скорости ветра, а на ст. Реюньон (№ 6) они ортогональны колебаниям скорости ветра, опережая их на ¼ периода КДЦ (рис. 8в).

Колебания NO<sub>2</sub> весной, летом и в целом за год на большинстве станций СП (рис. 86-г), весной в средних широтах ЮП (на ст. Кергелен (№ 9) – только по наземным данным; рис. 86) следуют за колебаниями скорости ветра без задержки или с небольшой задержкой (менее 6 мес.). Колебания NO<sub>2</sub> в зимние сезоны на ст. Звенигород (№ 3, рис. 8а) и летние сезоны на ст. Скорсбисунн (№ 1, рис. 8б) примерно противоположны по фазе колебаниям скорости ветра.

Задержка возрастает в сторону положительных значений с увеличением широты в средних широтах обоих полушарий зимой (рис. 8а), летом в ЮП (рис. 8в) и весной (в ЮП только по наземным, а в СП – только по спутниковым данным; рис. 8б). Резкое изменение фазы колебаний NO<sub>2</sub>, примерно на полпериода КДЦ, от приблизительно со-фазных до противофазных с колебаниями скорости ветра, происходит зимой в средних широтах СП (при переходе от ст. От-Прованс (№ 4) к ст. Звенигород (№ 3)) и летом в арктических широтах (при переходе от ст. Соданкюля (№ 2) к ст. Скорсбисунн (№ 1).

# Эффекты Арктического и Антарктического колебаний

Отклики NO<sub>2</sub> на AK, AAK и вариации TПО в области Ниньо 3.4 рассчитаны как изменения содержания NO<sub>2</sub> при изменении индексов на 2<sub>0</sub>,



**Рис.** 9. Весенние оценки (а) изменений стратосферного содержания NO<sub>2</sub> по данным OMI (красный цвет) и общего (для ст. Звенигород – стратосферного) содержания NO<sub>2</sub> по наземным данным (синий цвет) под влиянием Арктического в СП и Антарктического в ЮП колебаний и осенние оценки (б) изменений стратосферного содержания NO<sub>2</sub>, связанных с запаздывающим на 16 мес. воздействием вариаций ТПО в зоне Ниньо 3.4. Единицы – изменение содержания NO<sub>2</sub> при изменении индексов АК, ААК или Ниньо 3.4 на два среднеквадратичных отклонения (2σ). Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы. Концы доверительных интервалов, выходящие за пределы графиков, обрезаны. Номера станций соответствуют столбцу 1 таблицы.

где σ – среднеквадратичные отклонения (СКО) индексов АК, ААК и Ниньо 3.4, рассчитанные по эмпирическим данным.

Значение ЧСС для отклика стратосферного содержания NO<sub>2</sub> на AK и AAK довольно велико (77% согласно третьей снизу строке таблицы), но оно включает главным образом статистически незначимые оценки. Статистически значимый эффект AK в СП, одновременно по спутниковым и наземным данным, выявлен лишь весной на среднеширотных европейских ст. Звенигород ( $\mathbb{N}$  3) и От-Прованс ( $\mathbb{N}$  4, рис. 9а). Эффект AAK в средних широтах ЮП выявлен летом. Эффекты AK/AAK на полярных станциях не выявлены (столбец 4 таблицы). Отрицательные знаки эффектов AK/AAK указывают на обратную связь откликов NO<sub>2</sub> с интенсивностью полярного вихря.

Максимальный, в противофазе с индексом AK, эффект в NO<sub>2</sub> отмечен по спутниковым и наземным данным на ст. Звенигород (№ 3, рис. 9а). Изменения содержания NO<sub>2</sub> составляют 5–7% при изменении индекса AK на двойное CKO. Эффект AAK в ЮП имеет тот же порядок величины.

#### Эффект вариаций температуры поверхности океана в области Ниньо 3.4

Эффект влияния вариаций ТПО в зоне Ниньо 3.4 на стратосферное содержание NO<sub>2</sub> в подавляющем большинстве случаев не выявлен на статистически значимом уровне ни по сезонам, ни в целом за год (столбец 6 таблицы), и высокий показатель ЧСС для него (81%) обусловлен статистически незначимыми оценками. Эффект вариаций ТПО выявлен в основном на полярных станциях.

На рис. 96 приведено широтное распределение запаздывающего (с задержкой 16 месяцев) откли-

ка стратосферного содержания NO<sub>2</sub> в осенние сезоны на вариации ТПО в зоне Ниньо 3.4. Отклики NO<sub>2</sub> на арктических станциях Скорсбисунн (№ 1) и Соданкюля (№ 2) противоположны по знаку и составляют около -20% и 15%, соответственно. Отрицательный знак отклика означает, что содержание NO<sub>2</sub> уменьшается после явлений Эль-Ниньо (высокая ТПО в области Ниньо 3.4) и возрастает после явлений Ла-Нинья.

Положительный отклик ~20% на вариации ТПО без задержки отмечен в осенние сезоны на антарктической ст. Дюмон-Дюрвиль.

#### Линейные тренды

Значение ЧСС для линейных трендов является минимальным среди всех факторов (третья и четвертая снизу строки таблицы). При этом статистически значимые тренды стратосферного содержания NO<sub>2</sub> одновременно по спутниковым и наземным данным в среднем по всем станциям выявлены в четверти случаев. Лучшее согласие между спутниковыми и наземными оценками трендов получено для ст. Звенигород и Ноймайер (столбец 7 таблицы).

Сезонно-зависимые оценки трендов стратосферного содержания  $NO_2$  при обычной нормировке (на среднемесячные, среднесезонные и среднегодовые значения содержания  $NO_2$ ) приведены на рис. 10а. Максимальные тренды выявлены зимой (до 20–30% за 10 лет в декабре-январе при сезонных оценках 17–18% за 10 лет). Согласие между спутниковыми и наземными оценками получено для всех четырех сезонов. Однако годовые оценки не согласуются между собой: по данным ОМІ отмечен тренд 3% за 10 лет, но по наземным данным годовой тренд не выявлен. Основная причина расхождения годовых оценок раскрывается

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА



**Рис.** 10. Годовая (левая часть), месячные (средняя часть) и сезонные (правая часть графиков) оценки линейного тренда стратосферного (а) и тропосферного (б) содержаний NO<sub>2</sub> по данным OMI (красный цвет) и результатам измерений на ст. Звенигород (синий цвет) нормированные на соответствующие среднегодовые, среднемесячные или среднесезонные значения содержания NO<sub>2</sub> (а) и на одну и ту же величину – среднегодовое содержание NO<sub>2</sub> (б). Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы.

на рис. 10б, где значения трендов приведены при нормировке на одно и то же значение – среднегодовое содержание NO<sub>2</sub>. Высокие положительные значения трендов 10% за 10 лет в летние месяцы по данным OMI обеспечившие вклад в годовую положительную оценку тренда по данным OMI.

Довольно высокие значения ЧСС (3) для трендов при наличии статистически значимых оценок получены для ст. Кергелен и Иссык-Куль (таблица). Сезонно-зависимые оценки трендов на этих станциях приведены на рис. 11. На обеих по наземным и спутниковым данным выявлены годовые тренды около -3% за 10 лет и 7% за 10 лет, соответственно. Несмотря на согласие годовых оценок, сезонные зависимости трендов по тем и другим данным сильно различаются. Различны не только числовые значения большинства месячных и сезонных оценок, но и формы сезонных зависимостей. Поэтому совпадение годовых оценок трендов выглядит случайным. По крайней мере, оно не подкрепляется видимым образом анализом сезонных и месячных оценок трендов.

Рассмотренные примеры указывает на то, что при анализе долговременных трендов NO<sub>2</sub> следует учитывать возможность их сезонной зависимости. Отметим, что наличие сезонного хода разностей между данными наземных и спутниковых измерений не влияет на различия сезонных зависимостей трендов, поскольку влияние разности между данными на результаты регрессионного анализа устраняется путем учета годового хода NO, в регрессионной модели.

Широтные распределения зимних, весенних, летних и годовых оценок трендов стратосферного содержания NO<sub>2</sub> приведены на рис. 12. На островных станциях Кергелен и Маккуори (№ 9

и 10) в ЮП получены отрицательные  $(-3\% \div -5\%)$ за 10 лет), а на ст. Иссык-Куль (№ 5) в СП — положительные (около 7% за 10 лет) статистически значимые годовые оценки трендов, близкие по значению для тех и других данных (рис. 12г).

В средних и тропических широтах ЮП весной, летом и в целом за год выявлены отрицательные, а на некоторых станциях в СП – положительные тренды по данным ОМІ.

Основная особенность стратосферных трендов NO<sub>2</sub> в зимние сезоны — высокие положительные значения трендов ~15% за 10 лет на ст. Звенигород (№ 3, рис. 12а). В остальные сезоны и в целом за год тренды NO<sub>2</sub> на ст. Звенигород по тем и другим данным статистически незначимы.

#### Межгодовые вариации и тренды NO<sub>2</sub> в тропосфере на ст. Звенигород

Для ст. Звенигород возможно сопоставление вариаций и трендов тропосферного содержания NO<sub>2</sub>. Согласно таблице, для него получены максимально высокие показатели соответствия, (столбец 10 таблицы).

Годовые и сезонные оценки линейных трендов и изменений тропосферного содержания NO<sub>2</sub> под воздействия СЦ и циркуляционных факторов на ст. Звенигород приведены на рис. 13а. Для сравнения на рис. 13б приведены аналогичные оценки для стратосферного содержания NO<sub>2</sub>.

По данным обоих приборов выявлен эффект АК в тропосферном содержании NO<sub>2</sub> зимой и в целом за год (группа оценок на рис. 13а, соответствующая обозначению «АК» на горизонтальной оси). Зимние оценки составляют около -60% и -80%, а годовые оценки – около -20% и -40% при изменении индекса АК на два СКО по данным ОМІ и ст. Звенигород, соответственно.



**Рис.** 11. Годовая (левая часть), месячные (средняя часть) и сезонные (правая часть графиков) оценки линейного тренда стратосферного содержания NO<sub>2</sub> по данным OMI (красный цвет) и общего содержания NO<sub>2</sub> по наземным данным (синий цвет) на ст. Кергелен (а) и Иссык-Куль (б). Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы.

Вариации ТПО в зоне Ниньо 3.4 также отражаются на тропосферном содержании NO<sub>2</sub> на ст. Звенигород в зимние сезоны. Эффект в NO<sub>2</sub>, проявившийся без запаздывания, составляет  $-40\% \div -50\%$  при изменении индекса Нинио 3.4 на два СКО (группа оценок, соответствующая обозначению «ТПОпр»). Изменения содержания NO<sub>2</sub>, следующие за индексом Ниньо 3.4. с запаздыванием 16 мес., составляют около -30%и -50% по данным ОМІ и ст. Звенигород, соответственно (оценки, соответствующие обозначению «ТПОорт»).

Связь NO<sub>2</sub> с экваториальной КДЦ выявлена осенью, зимой и в целом за год (оценки, соответствующие обозначению «КДЦ»). При этом сигнал КДЦ в NO<sub>2</sub>, согласно наземным измерениям, намного сильнее, чем по данным ОМІ. Годовые оценки магнитуды изменений содержания NO<sub>2</sub> под действием КДЦ достигают 80% и 30% по данным наземных и спутниковых измерений, соответственно. Максимальный эффект КДЦ отмечен в зимние сезоны с магнитудой около 140% и 60%, согласно наземным и спутниковым данным, соответственно. Осенние оценки эффекта КДЦ в NO<sub>2</sub> несколько меньше: около 130% и 40%, соответственно.

Отклик NO<sub>2</sub> на КДЦ происходит примерно в противофазе с колебаниями скорости экваториального ветра на уровне 40 гПа; фазовая задержка составляет 0-2 месяца (см. фазовую кривую в правой части рис. 13а, соответствующую обозначению «КДЦф»).

Связь тропосферного содержания NO<sub>2</sub> с 11-летним СЦ проявилась в зимние сезоны. Магнитуда отклика составляет около 50% и 80% по спутниковым и наземным данным, соответственно (обозначение «СЦ» на горизонтальной оси в левой части рис. 13а), а фазовая задержка

невелика, 0-2 года (обозначение «СЦф» в правой части рис. 13а).

Тренд  $NO_2$  в тропосфере выявлен зимой и в целом за год (оценки, соответствующие обозначению «Тр»). Зимний тренд составляет около 70% и 120% за 10 лет по спутниковым и наземным данным, соответственно, а годовые оценки примерно равны 30% за10 лет.

Таким образом, установлена связь межгодовой изменчивости NO<sub>2</sub> в тропосфере на ст. Звенигород с крупномасштабными циркуляционными факторами и 11-летним СЦ. Эта связь, как и долговременные тренды, проявляется преимущественно в зимние сезоны.

Сравнивая полученные результаты с результатами аналогичного анализа стратосферных данных (рис. 13б), можно отметить следующее. Тренды и отклики NO, в тропосфере на воздействие всех факторов многократно сильнее, чем в стратосфере. Формы сезонных зависимостей трендов и откликов в стратосфере и тропосфере похожи. Годовые оценки трендов NO2 в тропосфере статистически значимые в отличие от стратосферы. Обратное соотношение отмечено для годового отклика NO<sub>2</sub> на СЦ: годовой отклик выявлен лишь в стратосфере. Фазовые задержки откликов NO, на СЦ в тропосфере и стратосфере практически одинаковы. Задержки откликов на КДЦ в тропосфере и стратосфере зимой близки между собой, а в другие сезоны и в целом за год примерно противоположны по фазе.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наилучшее соответствие между результатами анализа наземных и спутниковых данных о стратосферном содержании NO<sub>2</sub> получено для ст. Звенигород. Значение ЧСС в целом по всем факторам составляет 83% от полного числа сопостав-



**Рис. 12.** Зимние (а), весенние (б), летние (в) и годовые (г) оценки линейного тренда стратосферного содержания NO<sub>2</sub> по данным OMI (красный цвет) и общего (для ст. Звенигород – стратосферного) содержания NO<sub>2</sub> по наземным данным (синий цвет) в зависимости от широты. Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы. Концы доверительных интервалов, выходящие за пределы графиков, обрезаны. Номера станций соответствуют столбцу 1 таблицы.

ляемых оценок, при этом в 33% случаев (40% от полного ЧСС) сопоставляемые оценки статистически значимы (столбец 10 таблицы). Значения ЧСС по отдельным факторам значительно больше, чем в среднем по всем станциям (ср. данные во второй и третьей снизу строках таблицы). Для тропосферного содержания NO<sub>2</sub> отмечены 100%-е значения ЧСС (столбец 10 и последняя строка таблицы), и треть сопоставляемых оценок статистически значимы (столбец 10).

Большие значения ЧСС характерны для арктической ст. Скорсбисунн и антарктических станций (столбец 10). Однако они получены в отсутствие зимних данных и в основном за счет статистически незначимых оценок (строка 9). Соответствие в случае статистически незначимых оценок легко получить при больших доверительных интервалах, свойственных этих станциям (рис. 4, 6, 9, 12).

Потеря согласия между вариациями и трендами  $NO_2$  по спутниковым и наземным данным на других станциях в сравнении со ст. Звенигород может быть вызвана отсутствием разделения содержания  $NO_2$  в наземных данных на стратосферную и тропосферную части. Это может быть важным для районов, подверженных загрязнению ПСА (например, для ст. От-Прованс). Причиной потери согласия на фоновых станциях может быть существенно разное горизонтальное разрешение наземных и стратосферных спутниковых данных (см. раздел 2). Общей причиной потери согласия для всех станции, кроме ст. Звенигород, может быть априорное задание воздушной массы NO<sub>2</sub>, которая считается либо постоянной, либо обычно очень слабо варьируется по сравнению с воздушной массой на ст. Звенигород (см. табл. 2 в [ГЕ1]). Кроме того, идеального соответствия нельзя ожидать из-за ошибок измерений.

Контраст соответствия результатов анализа спутниковых и наземных данных на ст. Звенигород по сравнению с другими станциями в наибольшей степени проявился в трендах. Значения ЧСС для трендов на ст. Звенигород столь же велики, как и значения для остальных факторов (две последние строки в таблице). Соответствие для трендов на других станциях заметно хуже, чем для остальных факторов (3-я и 4-я строки в таблице). Это указывает на необходимость особой осторожности при анализе трендов NO<sub>2</sub> по данным OMI. Наряду с этим пример ст. Звенигород позволяет рассчитывать на применимость стратосферных и тропосферных данных OMI для этой задачи.

Приведенные в работе результаты получены на сильно сокращенном объемн данных измерений (см. раздел 2). Они могут существенно отличаться от результатов, основанных на полном объеме данных. Однако данная работа имела задачей валидацию задачу — проверку соответствия вариаций и трендов по наземным и спутниковым данным, — а не оценку реальных трендов и вариаций NO<sub>2</sub>.



Рис. 13. (а): левая часть графика: годовые (отдельные точки) и сезонные (кривые с точками) оценки изменений тропосферного содержания NO<sub>2</sub> по данным OMI (красный цвет) и результатам измерений на ст. Звенигород под влиянием AK (обозначение AK на горизонтальной оси), вариаций ТПО в области Ниньо 3.4 без задержки (ТПОпр) и с задержкой на 16 месяцев (ТПОорт), КДЦ в экваториальной стратосфере (КДЦ) и 11-летнего солнечного цикла (СЦ), а также оценки линейных трендов NO<sub>2</sub> (Тр). Правая часть графика: фазовые задержки откликов NO<sub>2</sub> на КДЦ скорости экваториального ветра на уровне 40 гПа (обозначение КДЦф на горизонтальной оси) и на 11-летний солнечный цикл (СЦф). (б): аналогично (а), но для стратосференого содержания NO<sub>2</sub>. Вертикальные отрезки – 95% доверительные интервалы. Концы доверительных интервалов, выходящие за пределы графика, обрезаны.

#### ИТОГИ

Подведем основные итоги работы. Выполнено сопоставление результатов анализа межгодовых вариаций и долговременных трендов  $NO_2$ в атмосфере по данным измерений с помощью спутникового прибора ОМІ в 2004—2020 гг. с результатами аналогичного анализа данных наземных спектрометрических сумеречных измерений на станциях NDACC. Сопоставление для ст. Звенигород выполнено на основе данных измерений содержания  $NO_2$  в вертикальных столбах стратосферы и тропосферы. На других станциях NDACC измеряется только общее содержание  $NO_2$ , которому сопоставлено содержание  $NO_2$  в стратосфере, полученное в измерениях на приборе OMI.

По спутниковым и наземным данным получены сезонно-зависимые оценки линейных трендов NO<sub>2</sub> и вариаций содержания NO<sub>2</sub> под действием 11-летнего цикла солнечной активности и крупномасштабных циркуляционных факторов, связанных с КДЦ экваториального стратосферного ветра, Арктическим и Антарктическим колебаниями, вариациями ТПО в зоне Ниньо 3.4. Оценки трендов и откликов NO<sub>2</sub> на воздействие солнечного цикла и циркуляционных факторов, характер их сезонных зависимостей, как и степень соответствия между спутниковыми и наземными оценками зависят от станции. Степень соответствия характеризуется числовым показателем – числом случаев соответствия, определяемым по сезонным и годовым оценкам.

В среднем по всем станциям получено неплохое соответствие для межгодовых вариаций стратосферного содержания  $NO_2$ . Соответствующие значения ЧСС в основном находятся в пределах 70-80% от общего числа случаев сопоставления. Соответствие между оценками трендов заметно хуже, со средним значением ЧСС 57%.

Наилучшее согласие между результатами анализа получено для ст. Звенигород. Соответствие для стратосферного содержания NO<sub>2</sub> наблюдается в 80–90% случаев, а для тропосферного содержания оно 100%-е.

Результаты работы показали, что наличие сезонной зависимости может быть очень существенно при анализе трендов и межгодовых вариаций содержания NO<sub>2</sub>. Годовые оценки трендов и вариаций следует интерпретировать с учетом сезонной зависимости. Характерный случай — когда тренд или отклик NO<sub>2</sub> на СЦ или другой фактор не выявляется на основе годовой оценки (оценка статистически незначима), однако искомый эффект уверенно выявляется через сезонные оценки.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Результаты измерений содержания NO<sub>2</sub> с помощью прибора ОМІ в окрестностях наземных станций подготовлены Центром валидации данных Аура (Aura Validation Data Center) Годдардского центра космических полетов НАСА (NASA Goddard Space Flight Center). Использованные в работе данные наземных измерений общего содержания NO, находятся в свободном доступе в базе данных NDACC (NDACC Data Host Facility). Авторы благодарны всем, обеспечивающим проведение наземных измерений, обработку и подготовку данных: В.П.Синякову и М.Д. Орозалиеву (Киргизский национальный университет), A. Pazmino, F. Goutail, J.-P. Pommereau, C. David, J. Jumelet (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observation Spatiales, France: Institut Pierre-Simon Laplace, France), R. Querel, P. Johnston (National Institute of Water and Atmospheric Research, New Zealand), N. Jepsen (Danish Meteorological Institute), R. Kivi (Finnish Meteorological Institute), T. Portafaix (Université de la Réunion), G. Held (Universidade Estadual Paulista, Brazil), M. Tully (Bureau of Meteorology Australia), G. Hansen (Norwegian Institute for Air Research, Norway), U. Friess (Institute of Environmental Physics, University of Heidelberg, Germany).

Авторы благодарны рецензентам за полезные замечания.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках проекта № 20–17–00200 (анализ долговременных трендов и межгодовых вариаций содержания NO<sub>3</sub>).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агеева В. Ю., Груздев А. Н. Сезонные особенности квазидвухлетних вариаций стратосферного содержания NO<sub>2</sub> по результатам наземных измерений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 1. С. 74–85.
- Агеева В. Ю., Груздев А. Н., Елохов А. С., Мохов И. И., Зуева Н. Е. Внезапные стратосферные потепле-

ния: статистические характеристики и влияние на общее содержание NO<sub>2</sub> и O<sub>3</sub> // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 5. С. 545–555. DOI: 10.7868/S0003351517050014.

- Боровский А. Н., Арабов А. Я., Голицын Г. С., Груздев А. Н., Еланский Н. Ф., Елохов А. С., Мохов И. И., Савиных В. В., Сеник И. А., Тимажев А. В. Вариации общего содержания диоксида азота в атмосфере на Северном Кавказе // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 29–44.
- *Груздев А. Н.* Широтная зависимость вариаций стратосферного содержания NO<sub>2</sub> // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 3. С. 345–359.
- *Груздев А. Н.* Чувствительность стратосферного озона к долговременным изменениям содержания двуокиси азота и соляной кислоты // Доклады АН. 2009. Т. 427. № 3. С. 384–387.
- *Груздев А. Н.* Квазидвухлетние вариации общего содержания NO<sub>2</sub> // Доклады АН. 2011. Т. 438. № 5. С. 678–682.
- *Груздев А. Н.* Оценка влияния 11-летнего цикла солнечной активности на содержание озона в стратосфере // Геомагнетизм и аэрономия. 2014. Т. 54. № 5. С. 678–684.
- *Груздев А. Н.* Учет автокорреляции в задаче линейной регрессии на примере анализа общего содержания NO<sub>2</sub> в атмосфере // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 73–82.
- *Груздев А. Н., Елохов А. С.* Валидация результатов измерений содержания NO<sub>2</sub> в вертикальном столбе атмосферы с помощью прибора OMI с борта спутника EOS-Aura по данным наземных измерений на Звенигородской научной станции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 4. С. 477–488.
- *Груздев А. Н. Елохов А. С.* Изменения общего содержания и вертикального распределения NO<sub>2</sub> по результатам 30-летних измерений на Звенигородской научной станции ИФА им. А. М. Обухова РАН // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 1. С. 99–112.
- *Груздев А. Н., Елохов А. С.* Сопоставление результатов многолетних измерений содержания NO<sub>2</sub> в стратосфере и тропосфере с помощью спутникового прибора ОМІ с результатами наземных измерений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 1. С. 88–111. DOI: 10.31857/ S0002351523010054.
- *Груздев А. Н., Елохов А. С.* Сопоставление данных о содержании NO<sub>2</sub> в атмосфере по результатам спутниковых (OMI) и наземных (NDACC) измерений // Оптика атмос. океана. 2024. Т. 37. Принято к печати.
- *Груздев А. Н., Кропоткина Е. П., Соломонов С. В., Елохов А. С.* Зимне-весенние аномалии содержания O<sub>3</sub> и NO<sub>2</sub> в стратосфере над московским регионом в 2010 и 2011 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 2. С. 223–231. DOI: 10.7868/S0002351517020031
- Груздев А. Н., Арабов А. Я., Елохов А. С., Савиных В. В., Сеник И. А., Боровский А. Н., Еланский Н. Ф. Много-

летние наблюдения стратосферных примесей в Институте физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН: Анализ трендов и межгодовых вариаций общего содержания О<sub>3</sub> и NO<sub>2</sub> // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58. № 3. С. 318–332. DOI: 10.31857/S0002351522030063.

- *Елохов А. С., Груздев А. Н.* Измерения общего содержания и вертикального распределения NO<sub>2</sub> на Звенигородской научной станции // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 6. С. 831–846.
- *Драпер Н. Р., Смит Г.* Прикладной регрессионный анализ. М.: Издательский. дом «Вильямс», 2007. 912 с.
- *Brasseur G. P., Solomon S.* Aeronomy of the middle atmosphere. Dordrecht, the Netherlands: Springer. 2005. 644 p.
- Boersma K. F., Jakob D. J., Eskes H. J., Pinder R. W., WangJ., van der A R. J. Intercomparison of SCIAMACHY and OMI tropospheric NO<sub>2</sub> columns: Observing the diurnal evolution of chemistry and emissions from space // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № D16S26. doi: 10.1029/2007JD008816.
- Celarier E.A., Brinksma E.J., Gleason J. F., Veefkind J. P., Cede A., Herman J. R., Ionov, D., Goutail F., Pommereau J. P., Lambert J. C., van Roozendael M., Pinardi G., Wittrock F., Schonhardt A., Richter A., Ibrahim O. W., Wagner T., Bojkov, B. Mount G., Spinei E., Chen C. M., Pongetti T. J., Sander S. P., Bucsela E. J., Wenig M. O., Swart D. P. J., Volten H., Kroon M., Levelt P. F. Validation of Ozone Monitoring Instrument nitrogen dioxide columns // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. № D15S15.

doi:10.1029/2007JD008908.

- *Cook P.A., Roscoe H. K.* Variability and trends in stratospheric NO<sub>2</sub> in Antarctic summer, and implications for stratospheric NO<sub>y</sub> // Atmos. Chem. Phys. 2009. V. 9. P. 2601–3612.
- Dirksen R. J., Boersma K. F., Eskes H. J., Ionov D. V., Bucsela E. J., Levelt P. F., Kelder H. M. Evaluation of stratospheric NO<sub>2</sub> retrieved from the Ozone Monitoring Instrument: Intercomparison, diurnal cycle, and trending // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. D08305.
- Fish D. J. Roscoe H. K., Jonston P. V. Possible cause of stratospheric NO<sub>2</sub> trends observed at Lauder, New Zealand // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. № 20. 3313–3316.
- Fortems-Cheiney A., Broquet G., Pison I., Saunois M., Potier E., Berchet A., Dufour G., Siour G., van der Gon H. D., C. Dellaert S. N., Boersma K. F. Analysis of the anthropogenic and biogenic NO<sub>x</sub> emissions over 2008–2017: Assessment of the trends in the 30 most populated urban areas in Europe // Geophys. Res. Lett. 2021. V. 48. e2020GL092206.
- *Gruzdev A. N.* Latitudinal structure of variations and trends in stratospheric NO<sub>2</sub> // International Journal of Remote Sensing. 2009. V. 30. No. 15. P. 4227–4246.
- Gruzdev A. N., Elokhov A. S. Validation of Ozone Monitoring Instrument NO<sub>2</sub> measurements using ground based NO<sub>2</sub> measurements at Zvenigorod, Russia // Internat. J. Remote Sens. 2010. V. 31. № 2. P. 497–511. doi: 10.1080/01431160902893527.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

- Hendrick F., Mahieu E., Bodeker G. E. et al. Analysis of stratospheric NO<sub>2</sub> trends above Jungfraujoch using ground-based UV-visible, FTIR, and satellite nadir observations // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12. P. 8851–8864.
- *Hilboll A., Richter A., Burrows J. P.* Long-term changes of tropospheric NO<sub>2</sub> over megacities derived from multiple satellite instruments // Atmos. Chem. Phys. 2013. V. 13. P. 4145–4169.
- Ionov D. V., Timofeyev Y. M., Sinyakov V. P., Semenov V. K., Goutail F., Pommereau J.-P., Bucsela E. J., Celarier E. A., Kroon M. Ground-based validation of EOS-Aura OMI NO<sub>2</sub> vertical column data in the midlatitude mountain ranges of Tien Shan (Kyrgyzstan) and Alps (France) // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, D15S08, doi:10.1029/2007JD008659.
- Jiang Z., Zhu R., Miyazaki K., McDonald B.C., Klimont Z., Zheng B., Boersma F.K., ZhangQ., Worden H., Worden J. R., Henze D. K., Jones D. B.A., van der Gon H.A.C.D. Decadal variabilities in tropospheric nitrogen oxides over United States, Europe, and China // J. Geophys. Res. Atmos. 2022. V. 127. e2021JD035872.
- Kramer L. J. Leigh R. J. Remedios J. J., Monks P. S. Comparison of OMI and ground-based in situ and MAX-DOAS measurements of tropospheric nitrogen dioxide in an urban area // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. D16S39.
- *Levelt P.F., Joiner J., Tamminen J. et al.* The Ozone Monitoring Instrument: overview of 14 years in space // Atmos. Chem. Phys. 2018. V. 18. P. 5600–5745.
- Liley J. B., Johnston P. V., McKenzie R.L., Thomas A. J., Boyd I. S. Stratospheric NO<sub>2</sub> variations from at Lauder, New Zealand // J. Geophys Res. 2000. V. 105. № D9. P. 11633–11640.
- *McLinden C.A., Olsen S. C., Prather M. J., Liley J. B.* Understanding trends in stratospheric NO<sub>y</sub> and NO<sub>2</sub> // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № D21. P. 27787–27793.
- Ossohou M., Galy-Lacaux C., Yoboué V., Hickman J. E., Gardrat E., Adon M., Darras S., Laouali D., Akpo A., Ouafo M., Diop B., Opepa C. Trends and seasonal variability of atmospheric NO<sub>2</sub> and HNO<sub>3</sub> concentrations across three major African biomes inferred from long-term series of ground-based and satellite measurements // Atmos. Environ. 2019. V. 207. P. 148–166.
- Platt U., Stutz J. Differential Optical Absorption Spectroscopy (DOAS), Principle and Applications / Berlin: Springer Verlag/ 2008. 597 p. ISBN978–3– 540–21193–8. DOI: 10.1007/978–3–540–75776–4.
- Schneider P., Lahoz W.A., van der A R. Recent satellitebased trends of tropospheric nitrogen dioxide over large urban agglomerations worldwide // Atmos. Chem. Phys. 2015. V. 15. P. 1205–1220.
- *Seinfeld J. H., Pandis S. N.* Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change. Hoboken, New Jersey, USA: John Wiley & Sons. 2006. 1225 p.
- Yela M., Gil-Ojeda M., Navarro-Comas M. et al. Hemispheric asymmetry in stratospheric NO<sub>2</sub> trends // Atmos. Chem. Phys. 2017. V. 17. P. 13373–13389.

том 60 № 4 2024

Zawodny J. M., McCormick M. P. Stratospheric Aerosol and Gas Experiment-II Measurements of the quasibiennial oscillations in ozone and nitrogen dioxide // J. Geophy. Res. 1991. V. 96. № D5. P. 9371–9377. Yin H., Sun Y., Notholt J., Palm M., Liu C. Spaceborne tropospheric nitrogen dioxide (NO<sub>2</sub>) observations from 2005–2020 over the Yangtze River Delta (YRD), China: variabilities, implications, and drivers // Atmos. Chem. Phys. 2022. V. 22. P. 4167–4185.

## COMPARISON OF LONG-TERM TRENDS AND INTERANNUAL VARIATIONS OF THE NO<sub>2</sub> CONTENT IN THE ATMOSPHERE ACCORDING TO SATELLITE (OMI) AND GROUND-BASED SPECTROMETRIC MEASUREMENTS AT NDACC STATIONS

### A. N. Gruzdev\*, A. S. Elokhov

Obukhov Institute of Atmospheric Physics 119017 Moscow, Pyzhevsky 3 \*E-mail: a.n.gruzdev@mail.ru

Results of analysis of long-term trends and interannual variations of the NO<sub>2</sub> content in the atmosphere according to measurements with the Ozone Monitoring Instrument (OMI) aboard the EOS-Aura satellite in 2004–2020 are compared to the results of a similar analysis of the NO<sub>2</sub> content derived from independent spectrometric twilight NO<sub>2</sub> measurements by zenith-scattered solar radiation at stations of the Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC)). According to both the data, seasonally dependent estimates of linear NO<sub>2</sub> trends and variations of the NO<sub>2</sub> content under the influence of the 11-year cycle of solar activity and large-scale circulation factors such as the Arctic and Antarctic Oscillations, variations in ocean surface temperature in the Niño 3.4 zone, and the quasi-biennial oscillation in zonal wind in the equatorial stratosphere have been obtained. In general, a good qualitative and, in some cases, quantitative correspondence between estimates of interannual variations of NO<sub>2</sub> has been obtained. For interannual variations of stratospheric NO<sub>2</sub>, not a bad correspondence between estimates based on satellite and ground-based data has been obtained on average for all stations, but the correspondence between trend estimates is noticeably worse. The best correspondence between the analysis results has been obtained for Zvenigorod station. For stratospheric NO<sub>2</sub>, it was noted in 80–90% of cases, and the correspondence for tropospheric NO<sub>2</sub> is practically 100%.

**Keywords:** NO<sub>2</sub>, spectrometric measurements, OMI, NDACC, comparison, trends, interannual variations, quasi-biennial oscillation, 11-year solar cycle

УДК 556.555+547.211

## МЕТОД ОЦЕНКИ НАИБОЛЬШЕГО УДЕЛЬНОГО ПОТОКА МЕТАНА С ПОВЕРХНОСТИ ВОДОХРАНИЛИЩ

© 2024 г. М. Г. Гречушникова<sup>*a,b,\**</sup>, И.А. Репина<sup>*b*</sup>, В.С. Казанцев<sup>*b*</sup>, В.А. Ломов<sup>*a,b*</sup>

<sup>а</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, ГСП-1, Ленинские горы, 1, стр. 2, Москва, 119991 Россия <sup>b</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: allavis@mail.ru

Поступила в редакцию 04.03.2023 г. После доработки 20.03.2024 г. Принята к публикации 10.04.2024 г.

В работе приведены результаты обобщения измерений авторами и их коллегами удельного потока метана на разнотипных водохранилищах России, которые проводились методом «плавучих камер» в разные периоды годового гидроэкологического цикла. Наблюдениями охвачены следующие водоемы: Иваньковское, Рыбинское, Горьковское, Куйбышевское, Волгоградское, Можайское, Озернинское, Цимлянское, Богучанское, Саяно-Шушенское, Бурейское, Зейское, Чиркейское водохранилища. Выбранные водоемы различаются условиями формирования стока на водосборах, проточностью, трофическим статусом, характером изменчивости температуры воды и содержания растворенного кислорода, распределением органического вещества в донных отложениях. Измерения проводились по единой методике с определением содержания метана в пробах на хроматографе Хроматэк-Кристалл 5000.2, что обеспечило однородность рядов данных. Предложен подход для параметризации удельного потока метана для расчета максимально возможной эмиссии метана с искусственных водоемов при разработке количественных квот выбросов парниковых газов. Предложена оценка удельного потока метана как в разные фазы гидрологического режима (стратификация, гомотермия), так и для отдельных морфологических частей водохранилищ, различающихся глубиной. Произведено сравнение результатов, полученных предложенной методи-кой с расчетами годовой эмиссии метана методом IPCC.

Ключевые слова: водохранилище, метан, эмиссия, глубина, водообмен

DOI: 10.31857/S0002351524040074 EDN: JHAXFW

#### ВВЕДЕНИЕ

Изменение баланса парниковых газов в речном бассейне после создания водохранилища является в настоящее время темой как научных, так и политических дискуссий [UNESCO/IHA..., 2013]. И так как водохранилища все чаще признаются в качестве важных источников глобальной эмиссии парниковых газов [Deemer et al., 2016, Tranvik et al., 2009, Tremblay et al., 2005], и прежде всего метана, это учитывается в мировой экологической политике и является частью национальных кадастров парниковых газов для Межправительственной группы экспертов по изменению климата [Lovelock et al., 2019].

Водохранилища, созданные плотинами, отличаются от естественных водных систем рядом ключевых параметров, которые могут увеличить выбросы парниковых газов. Во-первых, затопление больших запасов наземного органического вещества может способствовать микробному разложению, превращая органическое вещество, хранящееся в надземной и подземной биомассе, в углекислый газ (СО<sub>2</sub>), метан (СН<sub>4</sub>) и окись азота (N<sub>2</sub>O). Во-вторых, водохранилища испытывают большие колебания уровня воды, чем естественные озера: падение гидростатического давления во время снижения уровня воды может привести к усилению пузырьковой эмиссии метана. Органическое вещество (ОВ), являющееся источником парниковых газов, также поступает в водохранилище с поверхности водосбора, в том числе с притоками и в составе промышленных и хозяйственно-бытовых сточных вод. Причиной повышенных эмиссий парниковых газов в атмосферу может служить и дегазация в нижнем бьефе при сбросе воды через плотину. Также содержание метана является показателем экологического благополучия водоемов, а повышенная его концентрация – признаком загрязнения [Федоров и др., 2005].



Рис. 1. Зависимость удельного потока метана с районов разнотипных водохранилищ разной глубины.

Оценок эмиссии метана с водохранилищ мира достаточно много, но при этом они сильно различаются между собой – от 2 до 122 Тг/год. Такое существенное различие связано с тем, что используемые для оценок измерения проводились в разное время, разными методами, не учитывалась межсезонная и межгодовая изменчивость, отсутствовала единая методика оценки суммарной площади водоемов. Кроме того, в разных работах отличаются и методы группировки водохранилищ. Для разработки количественных значений квот выбросов парниковых газов необходимо изучить пространственно-временные масштабы их эмиссии из водохранилищ. По сравнению с исследованиями в Бразилии, Канаде, США, Китае и Европейских странах в России наблюдениями до недавнего времени было охвачено мало водоемов [Johnson et al, 2021, Елистратов и др., 2014]. Согласно исследованиям, выполненным ранее [Deemer et al, 2016; Гречушникова, Школьный, 2019, Tortajada et al. 2012, Rosentreter et all., 2021], основными факторами, влияющими на эмиссию метана, являются трофический статус водоема, его глубина, термический и кислородный режим, условия водообмена. Именно многофакторность процесса затрудняет параметризацию удельного потока и его диагностические и прогностические расчеты, поскольку помимо диффузного потока метан может выделяться в виде пузырьков. Этот процесс носит весьма нестационарный характер, зависит от колебаний атмосферного давления, роющей активности бентоса и неравномерен в пространстве [Harrison et al, 2016]. Большой разброс оценок характерных значений удельного потока метана с водохранилищ в пределах одной климатической зоны (полярной, умеренной субтропической и тропической) делает глобальные оценки эмиссии метана с водоемов [Varis et al, 2012] сомнительными, поскольку этот подход не учитывает такие особенности водоемов, как морфологическое строение и проточность. Ввиду уникальности каждого искусственного водного объекта даже при наличии их типизации и общих черт гидроэкологического режима невозможно произвести измерения в абсолютном большинстве водоемов для получения надежной оценки удельного потока. Дополнительным инструментом может быть математическое моделирование [Stepanenko et al, 2016, Степаненко и др., 2020], но для настройки модели конкретного водоема необходимы данные о его режиме и входные параметры для валидации.

В качестве подхода для экспресс-параметризации потока метана авторами предложено использовать его максимальные значения, основываясь на данных полевых измерений в разные фазы гидрологического режима разнотипных водоемов, подразделяя их по признаку глубоководности. Именно глубина водоема оказывает значительное влияние на его термический, кислородный

тионици н. сведенны ос номер		~	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Водохранилище	Период измерений	Кол-во станций	Аббревиатура
Зейское	Сентябрь 2021	14	3e0921
Эсискос	Июль 2022	17	3e0722
Бурейское	Сентябрь 2021	21	Бу0921
Бурейское	Июль 2022	23	Бу0722
Садно-Шушенское	Сентябрь 2021	7	СШ0921
Саяно-шушенское	Июнь 2022	7	СШ0622
Рыбинское	Сентябрь 2021	8	PB0921
Тыбинское	Август 2022	12	PB0822
Богуданское	Сентябрь 2021	14	Бо0921
Dory Harrekoe	Июнь 2022	11	Бо0622
Чиркейское	Август 2021	6	ЧВ0821
Тиркейское	Апрель 2022	5	<u>4B0422</u>
Колымское	Август 2022	17	Ko0822
Волгоградское	Сентябрь 2021	18	Bo0922
	Август 2021	9	Ky0821
Куйбышевское	Май 2022	9	Ky0522
	Август 2022	10	Ky0822
Горьковское	Август 2017	4	Го0817
	Июнь-август 2018	3	Го06-0818
	Май 2022	4	Го0522
	Август 2022	13	Го0822
	Август 2020	5	Ив0820
Иваньковское	Август 2021	5	Ив0921
TIBUIDKOBEROE	Май 2022	6	Ив0522
	Август 2022	6	Ив0822
Пимлянское	Апрель 2021	1	ЦВ0421
цимлянское	Август 2021	6	ЦВ0821
Озернинское	Июнь 2020	5	O30620
	Апрель-май 2018	3	Mo04-0518
	Июнь-сентябрь 2018	39	Mo06-0918
	Июль 2019	10	Mo0719
M	Август 2019	7	Mo0819
Можайское	Май 2020	5	Mo0520
	Июнь-Август 2020	10	Mo06-0820
	Июнь-Август 2021	33	Mo06-0821
	Июнь-Август 2022	51	Mo06-0822

Таблица 1. Сведения об измерительных кампаниях

и, в итоге, гидроэкологический режим. Глубоководные водохранилища, расположенные в горных районах, обычно имеют олиготрофный или мезотрофный статус, что также определяет общие черты режима потока метана с их поверхности. Равнинные водохранилища обычно мелководны с максимальной глубиной порядка 30-35 м, что обусловливает лучшее прогревание придонных слоев [Готлиб, 1976]. Обычно их водосборы в силу большей освоенности территорий подвержены активной антропогенной трансформации (промышленность, сельское хозяйство, урбанизация), что способствует притоку в водохранилища взвешенных и растворенных веществ и, в итоге, определяет их мезотрофный или евтрофный статус [Эдельштейн, 1998] и формирование донных отложений с большей долей органической составляющей по сравнению с олиготрофными водоемами горных территорий [Садчиков, Кудряшов, 2004]. Кроме значительной пространственной изменчивости потока метана с поверхности водохранилищ, существует и его выраженный сезонный [Aben et al, 2017], а иногда и суточный ход [Sieczko et al, 2020]. Использование оценки максимальных значений удельного потока метана позволит избежать неоднозначности в тех случаях, где оценка его средней величины невозможна из-за короткого ряда измерений, либо измерения отсутствуют.

Цель настоящей работы — определить максимально возможный удельный поток метана с учетом глубины разнотипных водохранилищ.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для анализа использован массив данных измерений удельного потока метана, полученных

50 № 4 2024



**Рис.** 2. Зависимость удельного потока метана от глубины с районов глубоководных водохранилищ: 2а – в периоды стратификации, 2в – при отсутствии стратификации, 2б и 2г – без учета локального максимума в Ковинском плесе Богучанского водохранилища (затопленное болото).

авторами и их коллегами на разнотипных водохранилищах РФ с учетом их пространственно-временной изменчивости. В этом массиве представлены многолетние данные съемок водохранилищ, выполненные коллективами ИФА им. А. М. Обухова РАН, ИВП РАН и кафедры гидрологии суши МГУ с 2018 г. Съемки водохранилищ производились на сетке намеченных станций с учетом морфологии и морфометрии водохранилищ. Количество станций для водоемов, их продольное и поперечное расположение различалось и зависело от технических возможностей экспедиционных групп. Минимальная программа включала измерения над русловыми станциями вдоль водохранилища, по возможности выполнялись поперечные разрезы для охвата затопленной

Таблица 2. Доля площади м	елководий при НПУ	водохрани-
лищ		

Водохранилище	Доля площади мелководий, %		
Иваньковское	48		
Рыбинское	21		
Горьковское	24,9		
Куйбышевское	15,3		
Волгоградское	15,7		
Можайское	13,3		
Озернинское	20,5		
Цимлянское	13,7		
Чиркейское	3,5		
Бурейское	6		

поймы и террасы. На каждой станции измерений производился комплекс работ, включавший определение глубины, измерение вертикального распределения температуры, электропроводности и растворенного кислорода в водной толще, измерение метеорологических параметров, прозрачности воды, фиксация особых явлений (цветение, волнение и др.), отбор проб воды и воздуха для анализа содержания метана. Определение концентрации метана в пробах воды производилось методом «headspace» [Bastviken et al, 2010]. Измерение удельного потока метана в атмосферу производилось методом плавучих камер [Bastviken et al, 2004]. Содержание метана в отобранных пробах определялось в лаборатории ИФА РАН на газовом хроматографе с пламенно-ионизационным детектором Хроматэк-Кристалл 5000.2, согласно [РД 52.44.816-2015]. Измерения производились в разные сезоны, охватывая различное гидроэкологическое состояние водоемов (стратификацию, перемешивание, различное положение уровня воды, периоды аноксии или цветения).

#### АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Предварительный анализ результатов измерения удельного потока метана показал, что его наибольшие значения на водохранилищах различных районов РФ (Сибири, Кавказа, равнинной части Европейской территории России), существенно различаются [Репина и др., 2022, Гречушникова и др., 2022]. Для дальнейшего анализа водохранилища были сгруппированы по признаку максимальной глубины. На большинстве глубоководных водохранилищ Сибири удельный поток метана даже в летний период при максимальном прогревании и наличии стратификации был на порядок ниже, чем на водохранилищах ЕТР. Исключения составили Ковинский плес Богучанского водохранилища, который представляет собой затопленное болото, а также верховья Зейского водохранилища, куда впадает приток Арги, дренирующий заболоченный водосбор, воды которого содержат значительное количество метана [Терский и др., 2022]. Содержание метана в воде волжских водохранилищ на порядок больше, чем в сибирских. В Куйбышевском и Волгоградском водохранилищах местами встречаются максимумы концентрации метана из-за локальных особенностей: слабопроточные участки — заливы, в которых наблюдается стратификация и дефицит кислорода, либо загрязнение.

Особая роль в эмиссии метана из водохранилищ принадлежит мелководьям. С одной стороны, поток метана с участков, заросших макрофитами, велик, а с другой, далеко не все водоемы, даже равнинные, имеют значительные площади, занятые высшей водной растительностью. Либо пик ее развития приходится на конец лета, когда уровень водоема снижается и увеличивается площадь с небольшими глубинами, где освещение проникает во всю толщу воды. Например, Иваньковское водохранилище наиболее мелководно среди волжских водохранилищ и наиболее сильно зарастает, особенно в пределах Шошинского плеса [Иваньковское..., 2000]. Можайское водохранилище, напротив, относительно глубоководно, значительное развитие высшей растительности наблюдается на небольших площадях, в основном в верховьях и сильно зависит от положения уровня воды. В глубоководных водохранилищах каньонного типа доля макрофитов в образовании органического вещества мала из-за значимых колебаний уровня воды (на Чиркейском водохранилище, например, до нескольких десятков метров), ограничивающих их произрастание. Высшая водная растительность активно участвует в образовании и эмиссии метана: выявлено возрастание эмиссии метана в период массового отмирания макрофитов в воде для мелководной части Рыбинского водохранилища [Дзюбан, 2002]. С другой стороны, обнаружено сокращение содержания и эмиссии метана при наличии плавающих макрофитов [Fonseca et al, 2017]. Из-за относительно небольшой доли площади макрофитов в водохранилищах и недостаточной изученности вопроса этой составляющей в настоящей работе пренебрегли.

Для определения максимально возможного потока метана в выделенных группах водохрани-

Водохранилище	Макс. годовая эмиссия, тС	Год	Средний поток*, мгС/м <sup>2</sup> ·сут	Годовая эмиссия, тС	
Можайское	1044	2017	23,8	260	
		2018	20,8	199	
		2019	32,9	292	
Озернинское	805	2019	22,7	130	
Иваньковское	9947	2020	13,1	1598	
Горьковское	51001	2017	14,0	8100	
		2018	7,4	4275	

Таблица 3. Годовая эмиссия метана с поверхно	ости некоторых водохранилищ
----------------------------------------------	-----------------------------

\*по данным измерений

лищ данные съемок были нанесены на диаграммы и построены огибающие, которые можно использовать для оценки удельного потока метана в случае неизученных водоемов. Результаты для полного массива данных наблюдений на 14 водохранилищах приведены на рис. 1, для глубоководных водохранилищ с максимальными глубинами более 40 м на рис. 2, для мелководных с максимальными глубинами до 40 м на рис. 3. Выделение групп водохранилищ имеет физический смысл не только по признаку глубины, но и по признаку равнинные/горные. Условия формирования стока, его вещественный состав, и освоенность водосборов равнинных водохранилищ существенно отличаются от исследованных горных водохранилищ Сибири и Кавказа. Для уточнения сезонного хода внутри каждой группы отдельно проанализированы данные об удельном потоке метана для периода с наличием стратификации (фаза летнего нагревания) и при ее отсутствии (фаза конвективного перемешивания). Измеренные потоки в различные экспедиционные кампании не осреднялись, поскольку погодные условия и проточность, а соответственно и гидроэкологический режим водоемов год от года различались. В табл. 1. приведены сведения о периоде проведения измерительных кампаний, количестве измерений и аббревиатура, используемая в дальнейшем на рисунках.

Огибающие, которые характеризуют максимально возможные значения удельного потока метана на данной глубине, описываются степенной или экспоненциальной зависимостью. Наиболее контрастные условия по величине удельного потока присущи водохранилищам выделенных групп в период наибольшего прогревания. При этом наличие бескислородного слоя в придонных горизонтах водоема не является обязательным условием максимальных значений потока метана. Так, на Иваньковском водохранилище сезонного регулирования стока с коэффициентом водообмена 8,3 год-1 [Эдельштейн, 1998] наибольший поток метана был выявлен не в августе 2022 г. при наличии мощной бескислородной зоны и значительной стратификации, которая бывает в проточных водоемах только при длительном стоянии жаркой погоды, а в 2021 г. [Гречушникова и др., 2021] Наоборот, значения потока метана в жаркую штилевую погоду при бурном развитии фитопланктона выявлены на порядок ниже. Это было обусловлено перенасыщением эпилимниона кислородом, выделяемым при активном фотосинтезе. Полученные результаты могут свидетельствовать о положительной роли цветения евтрофных водоемов, поскольку при этом поглощается углекислый газ, а выделяемый из донных отложений метан окисляется.

В группе глубоководных водохранилищ значения максимального потока в период прогревания и конвективного перемешивания различаются незначительно, в то время как в группе мелководных водохранилищ – в 10 раз. Малые значения удельного потока метана в первой группе обусловлены их трофическим статусом и хорошей аэрацией водной толщи. Низкие значения температуры воды в придонных слоях являются причиной меньшей активности метанообразующих микроорганизмов, большая глубина – более полное окисление метана в водной толще. Поэтому ошибка определения средней годовой величины потока метана в группе мелководных водоемов может быть больше. Повысить точность оценки возможно при проведении более детальных всесезонных наблюдений на мелководных водохранилищах.

Состояние мелководных водохранилищ более изменчиво в зависимости от проточности, уровня и погодных условий конкретного года. Также для мелководных водохранилищ выделяется неопределенность значений потока для интервала глубин менее 10 м. Хотя в целом чем меньше глубина, тем



**Рис.** 3. Зависимость удельного потока метана с районов мелководных водохранилищ разной глубины: (а) – в период стратификации, (б) – при отсутствии стратификации.

больше вероятность перемешивания водоема до дна и снижения значения потока из-за аэрации. В период стратификации литораль может давать довольно значительный вклад в эмиссию (рис. 3а). Неопределенность значений удельного потока с мелководий связана также и с различным составом донных отложений. Это могут быть как песчаные отложения с минимальной долей органики, которым присущи невысокие значения потока, так и богатый органикой ил в малопроточных заливах, являющийся субстратом для произрастания макрофитов и результатом их отмирания и разложения. И если данные о потоках с различных экотопов можно найти в литературе, то эмиссия метана с зоны осушки, которая имеется у всех водоемов, регулирующих сток, практически не изучена. Учет дифференциации потока метана с такой детальностью возможен только при наличии данных о ха-

2024

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4

рактере берегов, донных отложений у береговой полосы и уровенном режиме. С другой стороны, площадь мелководий в водохранилищах различна. Если рассчитать долю площади мелководий с глубиной менее 2 м при уровне, соответствующем НПУ, то видно, что у многих водоемов она относительно невелика (табл. 2).

Среди исследованных водоемов по площади мелководий выделяется Иваньковское водохранилище из-за обширного мелководного Шошинского плеса. На крупнейших водохранилищах волжского каскада мелководья составляют 15-20% площади. Причем на Рыбинском водохранилище сравнительно велико распространение песчаного грунта: масса крупнозернистого осадочного материала накапливается в прибрежье (0-6 м), занимающем свыше 50% площади водохранилища, а на глубинах от 6 до 10 м встречаются переходные типы донных отложений – илистый песок и песчанистый ил [Законнов и др., 2015]. Следовательно, при параметризации удельного потока метана с водохранилищ необходимо учитывать характер грунта на разных интервалах глубин.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенного анализа предложена методика оценки максимальной годовой эмиссии с поверхности водохранилищ. Для ее реализации необходимо произвести периодизацию термического цикла исследуемого водоема по данным измерений, моделирования или принять по аналогу. В период ледостава при его наличии удельный поток метана принимается равным нулю. В соответствии с глубиной водоема и характеристиками его водосбора необходимо классифицировать его для выбора нужной диаграммы. Далее следует выделить в водоеме характерные зоны в соответствие с распределением глубин и батиметрическими кривыми. Для глубоководных водохранилищ авторы рекомендуют принять интервал 10 м, для мелководных 5 м. Для периодов стратификации следует воспользоваться диаграммами на рис. 2а, б, 3а, для периодов полного перемешивания – диаграммами 2в, ги 3б. Для глубоководных водохранилищ для интервала глубин менее 20 м предлагается использовать максимальное измеренное значение в данном интервале с учетом типа грунта или затопленного ландшафта (для болота, как в случае с Ковинским плесом Богучанского водохранилища – рис. 2а, в, для илистого вторичного грунта – рис. 26, г). Для мелководных водохранилищ для интервала глубин менее 10 м ситуация наиболее сложная. В этот интервал входят илистые вторичные грунты, богатые органическим веществом, заросли макрофитов на мелководьях и песчаные отложения. Для параметризации потока предлагается использовать средние из максимальных измеренных значений удельного потока (на рис. За обведены овалом): для интервала глубин  $0-5 \text{ м} - 275 \text{ мгC/м}^2$  сут, для интервала глубин 5-10 м - 440 мгС/м<sup>2</sup> сут. Следует отметить, что большинство съемок водохранилищ производилось на станциях вдоль затопленной русловой ложбины и над поймой. Подробные разрезы, включавшие все затопленные морфологические участки долины, выполнялись только на Можайском водохранилище. Поэтому данное направление исследований, включая измерения потока метана с зарослей укорененных и плавающих макрофитов, а также с зоны осушки является перспективным.

Предложенная методика применена к ряду водохранилищ, для которых ранее выполнены расчеты годовой эмиссии метана методом IPCC [http://www.ipcc.ch/]. Использованы батиметрические кривые из [Гидрометеорологический..., 1975; Эдельштейн, 1979]. Результаты приведены в табл. 3. Отметим, что согласно рекомендациям IPCC необходимо рассчитать средневзвешенный поток метана по данным измерений и экстраполировать его на безледный период. При такой оценке эмиссия метана будет завышена, если измерения производились в конце периода стратификации, когда в водохранилищах обычно наблюдаются наибольшие значения потока метана, и занижена, если наблюдения производились весной или осенью.

Средневзвешенные значения удельного потока метана по данным измерений отличаются год от года и зависят от погодных условий и уровня воды. Наибольшая разница в оценке максимальной и средневзвешенной эмиссии получилась для Горьковского водохранилища, поскольку измерения в 2017—18 гг. на нем производились только над русловой ложбиной, а рис. 3 включает измерения как в русле, так и на пойме. Для других водохранилищ максимальный поток примерно в 5 раз выше оценок по данным средневзвешенного потока. На примере Можайского водохранилища видно, что удельный поток метана может различаться год от году более, чем на 35%.

Для точной оценки его характерных средних значений потребуется период не менее 30 лет регулярных измерений, как и для оценки любых климатических величин. Для оперативных оценок возможно количественно обобщить в виде огибающих определенные во время экспедиционных работ значения удельного потока метана, описываемых экспоненциальной или степенной зависимостью и использовать их как для неизученных водоемов, так и для оценки эмиссии с водоемом с редкой сетью станций наблюдений. Полученные результаты имеют практическую значимость для оценки характерных значений выбросов парниковых газов (метана) с поверхности искусственных водоемов при расчетах их углеродной нейтральности.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Единичные измерения удельного потока метана в период открытой воды не являются репрезентативными для расчета годовой эмиссии с водоема из-за значительной межгодовой изменчивости.

В группе глубоководных водохранилищ значения максимального потока в период прогревания и конвективного перемешивания различаются незначительно, в то время как в группе мелководных водохранилищ — в 10 раз.

Предложена методика оценки максимальной годовой эмиссии с поверхности водохранилищ.

Продолжение исследований изменчивости удельного потока метана рекомендуется в отношении его пространственной неоднородности для различных морфологических частей затопленной речной долины, зарослей укорененных и плавающих макрофитов, а также с зоны осушки.

Дополнительные исследования требуются для мелководных водохранилищ в интервале глубин 0–10 м для уточнения параметризации потока.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят ПАО Русгидро за содействие в проведении полевых работ. Авторы благодарят коллег – сотрудников Географического факультета МГУ, НИВЦ МГУ, ФГБУ ГОИН, ИФА РАН, ИВП РАН, ИПФ РАН проводивших полевые работы: Фролову Н.Л., Агафонову С.А., Горина С.Л., Терского П.Н., Артамонова А.Ю., Степаненко В.М., Василенко А.Н., Григорьева В.Ю., Лисину А.А., Мишина Д.В., Сазонова А.А., Соколова Д.И., Тимошенко А.А., Ломову Д. В., Молькова А.А.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Финансовая поддержка: работа выполнена в рамках проекта РНФ 24–27–00034.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- *Готлиб Я. Л.* Тепловой режим водохранилищ гидроэлектростанций. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 203 с.
- *Гречушникова М. Г., Школьный Д. И.* Оценка эмиссии метана водохранилищами России // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2019. № 2. С. 58–71.
- Гречушникова М. Г., Ломова Д. В., Ломов В. А. Пространственно-временные различия эмиссии метана с поверхности Иваньковского водохранилища//Труды 6-й всероссийской научной конференции «Проблемы экологии Волжского бассейна» («ВОЛГА-2021»). Выпуск 4. г. Н. Новгород: изд. ФГБОУ ВО «ВГУВТ». 2021, URL: http://вф-река-море.рф/ECO/2021/PDF\_ECO/ есо8.pdf (дата обращения 02.02.2022)
- *Гречушникова М. Г., Репина И.А., Ломова Д.В., Ломов В.А.* Результаты натурных измерений потока метана с разнотипных водохранилищ // Изв. Иркутского государственного университета. Серия Науки о земле. 2022. Т. 40. С. 3–13.
- Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Водохранилища Верхней Волги. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 292 с.
- Дзюбан А. Н. Метан и микробиологические процессы его трансформации в воде верхневолжских водохранилищ // Водные ресурсы. 2002. Т. 29, № 1. С. 68–78.
- Елистратов В. В., Масликов В. И., Сидоренко Г. И., Молодцов Д. В. Выбросы парниковых газов с водохранилищ ГЭС: анализ опыта исследований и организация проведения экспериментов в России // Альтернативная энергетика и экология. 2014. № 11 (151). С. 146–159.
- Законнов В. В., Литвинов А. С., Законнова А. В. Пространственно-временная трансформация грунтового комплекса водохранилищ Волги // Водное хозяйство России. 2015. № 4. С. 21–35.
- Иваньковское водохранилище: Современное состояние и проблемы охраны. М.: Наука, 2000. 344 с.
- Терский П. Н., Горин С. Л., Гречушникова М. Г. и др. Гидрологические условия эмиссии метана из Зейского водохранилища в теплый и холодный период 2021–2022 гг. // Эмиссия парниковых газов сегодня и в геологическом прошлом: источники, влияние на климат и окружающую среду. Казань: Издательство Казанского университета, 2022. С. 46.
- Репина И.А., Терский П. Н., Горин С. Л. и др. Натурные измерения эмиссии метана на крупнейших водохранилищах России в 2021 г. Начало масштабных исследований // Водные ресурсы. 2022. Т. 49. № 6. С. 713–718.
- Руководящий документ. Массовая концентрация метана и диоксида углерода в приземном слое атмосферного воздуха. Методика измерений методом газовой хроматографии РД 52.44.816–2015.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

том 60 № 4 2024

- Садчиков А. П., Кудряшов М. А. Экология прибрежно-водной растительности. М.: Изд-во НИА-Природа, РЭФИА, 2004. 220 с.
- Степаненко В. М., Гречушникова М. Г., Репина И. А. Численное моделирование эмиссии метана из водохранилища // Фундаментальная и прикладная климатология. 2020. Т. 2. С. 76–99.
- Федоров Ю.А., Тамбиева Н.С., Гарькуша Д.Н., Хорошевская В.О. Метан в водных экосистемах. Ростов-на-Дону: Копицентр, 2005. 329 с.
- Эдельштейн К. К. Морфология и морфометрия водохранилища // Комплексные исследования водохранилищ. Вып. 3. Можайское водохранилище. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. С. 24–37.
- Эдельштейн К. К. Водохранилища России: экологические проблемы, пути их решения. М.: ГЕОС, 1998. 277 с.
- Aben R. C. H., Barros N., van Donk E. et al. Cross continental increase in methane ebullition under climate change // Nature Communications. 2017. 8(1). P. 1–8. https://doi.org/10.1038/s41467–017–01535-y
- *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.
- *Bastviken D. et al.* Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate // Global Biochemical Cycles. 2004. 18. doi:10.1029/2004GB002238.
- Deemer B. et al. Greenhouse Gas Emissions from Reservoir Water Surfaces: A New Global Synthesis // Springer. BioScience, 2016, Vol. 66. № 11. P. 949–964.
- Fonseca A. L. dos S., Marinho C. C., Esteves F. de A. Floating Aquatic Macrophytes decrease the methane concentration in the water column of a tropical coastal ladoon: implications for methane oxidation and emission // Brazilian Archives of Biology and Technology. 2017. 60. https://doi.org/10.1590/1678– 4324–2017160381.
- Johnson M. S. et al. Spatiotemporal methane emission from global reservoirs // Journal of Geophysical Research:

Biogeosciences. 2021. V. 126. № 8. https://doi. org/10.1029/2021JG006305.

- *Harrison J., Deemer B., Birchfield M., O'Malley M.* Reservoir Water-Level Drawdowns Accelerate and Amplify Methane Emission // Washington: Environmental Science and Technology, Vol. 1, 2016, 1–11 pp.
- *Lovelock C. E., Evans C., Barros N. et al.* Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. IPCC chap. 7. 2019. V. 4, P. 7.1–7.54.
- Rosentreter J. A., Borges A. V., Deemer B. et al. Half of global methane emissions come from highly variable aquatic ecosystem sources // Nature Geoscience. 2021. V. 14. № 4. P. 225–230.
- Sieczko A. K., Duc N. T., Schenk J. et al. Diel variability of methane emissions from lakes // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2020. V. 117(35). P. 21488–21494. https://doi.org/10.1073/ pnas.2006024117
- Stepanenko V., Mammarella I., Ojala A. et al. LAKE2.0: a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes // EGU: Geoscientific Model Development. 2016. 9. P. 1977–2006.
- http://www.ipcc.ch/
- *Tortajada C., Altinbilek D., Biswas K.* Impact of large dams: A Global Assessment. Water Resourses Development and Management. 2012. 410 p.
- *Tranvik L. J., Downing J. A., Cotner J. B. et al.* Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate // Limnology and Oceanography. 2009. V. 54. P. 2298–2314.
- *Tremblay A., Roehm C., Varfalvy L., Garneau M.* Greenhouse Gas Emissions Fluxes and Processes. Berlin: Springer. 2005. 732 p.
- Varis O., Kummu M., Härkönen S., Huttunen J. T. Greenhouse Gas Emissions from Reservoirs // Impacts of Large Dams: A Global Assessment. Water Resources Development and Management. Springer, Berlin, Heidelberg. 2012. P. 69–94. https://doi. org/10.1007/978–3–642–23571–9\_4.
- UNESCO/IHA research project on the GHG status of freshwater reservoirs//IHA. 2013. 41 p.

## METHOD FOR ESTIMATING THE HIGHEST SPECIFIC METHANE FLUX FROM THE SURFACE OF RESERVOIRS

M. G. Grechushnikova<sup>1,2,\*</sup>, I. A. Repina<sup>2</sup>, V. S. Kazantsev<sup>2</sup>, V. A. Lomov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1–2, GSP-1, Moscow, 199991 Russia

<sup>2</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia

\*e-mail: allavis@mail.ru

The paper summarizes the results of the database of changes in the specific methane flux at various types of water reservoirs in Russia, in which the authors participated. Measurements were carried out by the method of "floating chambers" in different periods of the annual hydro-ecological cycle. Comparison of the obtained data with the results of foreign experience is given. An approach to parameterization of specific methane flux for calculating the maximum possible methane emission from artificial reservoirs when developing quantitative quotas of greenhouse gas emissions is proposed. The estimation both in different phases of regime (stratification, homothermia) and for separate morphological parts of reservoirs differing in depth is offered.

Keywords: reservoir, methane, emission, depth, water exchange
УДК 556.55, 556.5.04

# ЭМИССИЯ МЕТАНА И ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЗЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ТЕПЛЫЙ ПЕРИОД © 2024 г. П. Н. Терский<sup>а,е,\*</sup>, С. Л. Горин<sup>а,d</sup>, И. А. Репина<sup>а,b</sup>, С. А. Агафонова<sup>а,c</sup>, М. В. Зимин<sup>с</sup>, В. П. Шестеркин<sup>f</sup>, Ф. А. Щекотихин<sup>c</sup>

<sup>а</sup>Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Пыжевский пер., 3, Москва, 119017 Россия <sup>b</sup>Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова,

Научно-исследовательский вычислительный центр, Ленинские Горы ул., д. 1, стр.4, Москва, 119234 Россия

<sup>с</sup> Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Географический факультет,

Ленинские горы, ГСП-1, Москва, 119991 Россия

<sup>а</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии,

Окружной проезд, д. 19, Москва, 105187 Россия

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

<sup>f</sup>Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, ул. Дикопольцева, 56, Хабаровск, 680000 Россия

\*e-mail: pavel\_tersky@mail.ru

Поступила в редакцию 18.02.2023 г. После доработки 16.04.2024 г. Принята к публикации 29.05.2024 г.

На основе результатов натурных измерений концентраций метана в воде и его удельных потоков с водной поверхности впервые проведена оценка эмиссии метана в теплый период года из Зейского водохранилища – одного из крупнейших искусственных гидроэнергетических объектов на территории России. Данные были получены в ходе экспедиционных исследований, выполненных в сентябре 2021 г. и в июле 2022 г. Гидролого-гидрохимические съемки позволили получить сведения о термической, кислородной и химической структуре водной толщи водохранилища, а также провести комплексное районирование его акватории. Разработана цифровая модель рельефа ложа Зейского водохранилища, которая вместе с районированием позволила выполнить детализированные вычисления общей эмиссии метана из Зейского водохранилища. Установлено, что для водохранилища основными источниками органического вещества и метана являются заболоченные притоки и сток органического вещества с берегов, который поступает в прибрежные участки акватории. Эти участки аккумулируют аллохтонную органику и характеризуются высокими значениями потоков метана. Общий поток СН, с поверхности Зейского водохранилища значительно выше в летний период (когда наблюдается максимальный прогрев мелководий), чем в осенний. Полученные авторами ко-эффициенты эмиссии СН<sub>4</sub> из Зейского водохранилища (8.6–17.2 кг СН<sub>4</sub>/га) соответствуют коэффициентам, представленным в дополнениях к руководящим принципам МГЭИК 2019 года для бореальных водохранилищ.

**Ключевые слова:** эмиссия парниковых газов, метан, гидрологическая структура, гидрологический режим, температура воды, Зейское водохранилище, экспедиционные исследования, ЦМР (цифровая модель рельефа)

DOI: 10.31857/S0002351524040083 EDN: JGZPTN

### ВВЕДЕНИЕ

В 2021 г. ИФА им. А. М. Обухова РАН по заказу ПАО «РусГидро» начал трехлетний цикл исследований по теме «Измерение выбросов парниковых газов и оценка поглощающей способности гидроэнергетических объектов». Основу Проекта составляют натурные измерения баланса парниковых газов, прежде всего метана (CH<sub>4</sub>), на крупных водохранилищах России [Репина и др., 2022]. Помимо своего фундаментального значения, проблема оценки эмиссии парниковых газов (ПГ) имеет и практический аспект, особенно важный для России: в настоящее время отсутствует определенность в отношении углеродной нейтральности отечественных ГЭС, использующих водные ресурсы водохранилищ для выработки электроэнергии.

Эмиссия ПГ (и прежде всего метана) с поверхности водохранилищ происходит на протяжении всего срока их жизни. Но максимальные значения потоков наблюдаются в первые годы запол-

Таблица 1	l. (	Эсновные	характер	истики	Зейского	водохранилища	1
-----------	------	----------	----------	--------	----------	---------------	---

Характеристика	Величина	Источник данных	
Уровень воды: УМО / НПУ / ФПУ*, м абс.	299.0 / 315.0 / 322.0	[Правила, 2018]	
Длина: при УМО и НПУ, км	225 и 290	Собственные расчеты	
Ширина: наибольшая (средняя) при НПУ, км	24 (8.4)	[Схема, 2010]	
Глубина: наибольшая (средняя**) при НПУ, м	96 (28.7)	Собственные оценки	
Площадь: при УМО / НПУ / ФПУ, км <sup>2</sup>	1620 / 2419 / 2955	[Правила, 2018]	
Объем: при УМО / НПУ / ФПУ / среднемноголетний, км <sup>3</sup>	36.3 / 68.4 / 87.4 / 63.0	[Правила, 2018]	
Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	83800	[Правила, 2018]	
Среднемноголетний приток воды с учетом осадков на акватории, км <sup>3</sup>	25.2	[Правила, 2018]***	
Средний годовой сток в створе плотины, км <sup>3</sup>	24.8	[Правила, 2018]***	
Испарение с акватории водоёма, км <sup>3</sup>	0.38	[Правила, 2018]***	
Коэффициент водообмена****	0.39	Собственные расчеты	
	<b>A 171</b> 7 1		

\*УМО – уровень мертвого объема; НПУ – нормальный подпорный уровень; ФПУ – форсированный подпорный уровень.

\*\* Средняя глубина при НПУ – частное от деления объема на площадь при НПУ \*\*\* Расчетные величины для периода 1901–2017 гг.

\*\*\*\* Коэффициент водообмена — частное от деления стока в створе плотины на среднемноголетний объем водохранилища.

нения. С течением времени эмиссия уменьшается, но в некоторых случаях снижения углеродной активности не только не происходит, но даже зафиксировано увеличение выбросов [Елистратов и др., 2014]. При небольших температурах метан устойчив к воздействию кислорода, в целом он химически нейтрален и не поглощается щелочами и слабыми кислотами [Гарькуша, Федоров, 2021].

Инвентаризация мировых данных по эмиссии метана с поверхности водохранилищ, приведенная в работе [Deemer et al., 2016] и уточненная в работах [Deemer, Holgerson, 2021; Rosentreter et al., 2021], показала, что эмиссия  $CH_4$  существенно зависит от климатической зоны, проточности, возраста водоема и может сильно варьироваться даже в пределах одной климатической зоны.

Потоки ПГ из водохранилищ часто имеют суточную и синоптическую изменчивость – в масштабе времени от минут до часов и даже в течение отдельных дневных и ночных циклов [Sieczko et.al., 2020; Гречушникова и др., 2019]. Также велика изменчивость этих потоков на сезонном масштабе – в зависимости от активности продукционно-деструкционных процессов, речного притока, колебаний уровня водохранилища, величины и динамики слоя перемешивания [Deemer et al., 2016; Гречушникова и др., 2018; Гречушникова и др., 2019].

Натурные исследования коллектива авторов на Зейском водохранилище имеют экспедиционный формат, при котором в течение нескольких дней дважды в год выполняются измерения по всей площади водохранилища. Поэтому в данной работе не учитывается изменчивость потока CH<sub>4</sub> в масштабах времени меньше сезона (например, суточная и синоптическая).

Цель данной статьи — дать количественную характеристику гидрологических условий, как основы формирования эмиссии CH<sub>4</sub>, в водной толще Зейского водохранилища в теплый период, показать их связь с потоками CH<sub>4</sub> в относительно многоводных и маловодных условиях, дать оценку общей эмиссии CH<sub>4</sub> из водоема.

## РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Зейское водохранилище — один из 9 водоемов, объектов исследования выполняемого авторами Проекта. Оно имеет характерные черты водохранилищ умеренного пояса. Но при этом ему свойственны и уникальные черты, благодаря сочетанию морфологических особенностей (обширная часть с глубинами до 50 м и каньонообразная часть с глубинами до 100 м), значительной площади и объема, высокой проточности и выраженной сезонности в гидрологическом режиме.

Зейское водохранилище находится на Дальнем востоке России у южных склонов Станового хребта. Оно образовано в среднем течении р. Зеи – крупнейшего притока р. Амур. Помимо главной реки, в водохранилище впадают такие крупные водотоки, как Гилюй, Брянта и Унаха. Для удобства планирования работ и описания результатов нами выделены характерные участки акватории, которые названы следующим образом: Малое море, Среднее море, Большое море и Каньон (рис. 1).

2024

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4



**Рис. 1.** Карта-схема Зейского водохранилища с местоположением станций полевых работ в 2021 и 2022 гг. Примечание: приводится сквозная нумерация для всей серии экспедиций; станции, имеющие одинаковый номер, характеризуют один и тот же однородный участок акватории водоема.

Заполнение чаши Зейского водохранилища началось в 1974 г., а до нормального подпорного уровня (НПУ) водоем наполнился в 1985 г. [Схема..., 2010]. Основные характеристики водохранилища приведены в табл. 1.

Согласно оперативным данным Зейской ГЭС [http://www.rushydro.ru/], среднемноголетний уровень воды за период 2005–2021 гг. составляет 312.6 м абс. Минимальный уровень наблюдается в марте-апреле – около 309–310 м абс., в отдельные годы опускается до 307 м абс. Максимальный уровень – 316–318 м абс. характерен для летне-осеннего периода, в отдельные годы (2007, 2013 и 2021 гг.) уровень может превышать 318 м абс.

Водный режим Зейского водохранилища определяется, главным образом, р. Зея и ее крупнейшим притоком – р. Гилюй. По характеру внутригодового распределения стока эти реки относятся к Дальневосточному типу водного режима, которому присуща высокая водность в теплую часть года: весенне-летнее половодье, переходящее в высокие паводки во второй половине лета и в начале осени. Зачастую дождевые паводки по своей величине (максимальному расходу воды и объему стока) превосходят половодье. Зимой речной сток минимален. В средний по водности год с мая по август в водохранилище поступает ~56% годового объема воды, в сентябре и октябре ~41%, а на долю зимних месяцев приходится всего ~3%. Для среднего по водности года доля дождевого питания превышает 70%, снегового достигает 25%, а грунтового – до 5% [Правила..., 2018]. В многолетнем плане среднегодовой приток речной воды в водохранилище изменяется от 431 до 1220 м<sup>3</sup>/с (в очень маловодный и очень многоводный годы, соответственно) [Правила..., 2018].

По химическому составу воды Зейского водохранилища относятся к ультрапресным водам гидрокарбонатного класса группы кальция [Шестеркин и др., 2016]. Высокая заболоченность бассейна Зейского водохранилища выделяет его среди водохранилищ Дальнего Востока и Сибири повышенным содержанием органического вещества [Арефина и др., 2010].

Период экспедиции	17-23 сентября 2021 г.	26-31 июля 2022 г.
Уровень воды (У.В.), м абс.	318.01-317.89	311.65-311.69
У.В. среднемноголетний за 2005—2020 гг. в календарный период экспе- диции, м абс.	314.90-315.04	312.65-313.38
Общий расход, м <sup>3</sup> /с	3360-3276	713-726
Расход через водосброс, м <sup>3</sup> /с	2517-2238	0
Объем водохранилища, км <sup>3</sup>	75.34-76.10	60.68-60.77
Объем притока к началу работ (с 20 апреля), км <sup>3</sup>	42.0	10.5
Сброс воды через ГЭС к началу работ (с 20 апреля), км <sup>3</sup>	23.4	6.3
Накопление притока в водохранилище к началу работ (с 20 апреля), км <sup>3</sup>	18.6	4.2
Сработка через поверхностный водосброс к началу работ (с 20 апреля), км <sup>3</sup>	8.6	0.0

Таблица 2. Гидрологические условия в период работ на Зейском водохранилище в 2021 и 2022 гг.

В районе Зейского водохранилища климат ультраконтинентальный с муссонными чертами, зима суровая, малоснежная, лето умеренно прохладное (на севере) и теплое (на юге). Температура воздуха составляет:  $-4.6^{\circ}$ С – в среднем за год,  $-31.0^{\circ}$ С – в среднем за январь и  $18.0^{\circ}$ С – в среднем за июль по данным метеостанции Бомнак (Код WMO 31253). Через 0 °С температура воздуха переходит в середине апреля и в середине октября. В теплый период года здесь выпадает большое количество осадков, возможны сильные ливневые дожди. Годовая норма осадков в среднем составляет ~573 мм, из них ~85% выпадает с середины апреля по середину октября [http://aisori-m.meteo.ru/].

В бассейне Зейского водохранилища распространены хвойная тайга и лесотундра, многолетнемерзлые породы и болота. На берегах водохранилища находится 6 населенных пунктов с населением около 4.5 тыс. человек, в нижнем бьефе расположен г. Зея с населением 22 тыс. чел. [Схема..., 2010].

## ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ РАБОТ

Экспедиционные исследования на Зейском водохранилище были выполнены с 17 по 23 сентября 2021 г. и с 25 по 31 июля 2022 г. Гидрологические условия работ в 2021 и 2022 гг. значительно различались (табл. 2). В 2021 г. работы выполнялись в летне-осенний паводочный период. В течение теплого периода (май-начало сентября) наблюдались аномально высокие суммы осадков (до 850 мм), а суточная сумма составляла 50 мм. Погода непосредственно в период работ была ясная, без осадков, температура воздуха варьировалась от -2 до +21 °C, температура воды на поверхности: от +9.6 до +15.1 °C (в нижнем бьефе +8.4 °C), ветер в период проведения работ была переменным до 6 м/с. Сработка водохранилища

происходила через турбины и поверхностные водосбросы.

Период экспедиционных работ в 2022 г. соответствовал стадии начала летнего наполнения водохранилища (начало паводочного периода). Погода в первой части этого периода характеризовалась антициклональным типом, во второй части — фронтальными осадками. Температура воздуха: от +15.2 до +27.8 °С, температура воды на поверхности: от +11.6 до +26.7 °С (в нижнем бьефе +4.7 °С). Ветер в период проведения работ так же, как и в 2021 г. был переменным, до 6 м/с. Уровень воды был на 3.4 м ниже НПУ, сработка водохранилища происходила только через турбины.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

#### Методы полевых работ

Экспедиционные исследования на Зейском водохранилище включали в себя измерения гидрологических характеристик воды (температуры, электропроводности и содержания растворенного кислорода), отбор проб воды и воздуха для определения концентраций СН<sub>4</sub> и величин его потока на границе вода/атмосфера, а также отбор проб воды на химический состав (главные ионы, pH, минерализация, общее железо, кремний). Пространственное размещение станций наблюдений показано на рис. 1, сведения об объеме работ приведены в табл. 3. Все работы проводились с борта катера. В большинстве случаев постановка судна на якорь была невозможна из-за больших глубин и захламленности дна древесными остатками, поэтому измерения проводились в дрейфе.

Гидрологические характеристики измерялись с помощью зонда YSI 6600 на всех станциях (отбор проб воды на химический состав проводился не на всех станциях). Точность измерений температуры воды составила 0.05 °C, электропроводности

2024

<u>№</u> 4



**Рис. 2.** Распределение температуры воды (а), содержания растворенного кислорода (б) и минерализации (в) по продольному профилю Зейского водохранилища по данным экспедиционных работ в сентябре 2021 г. (слева) и июле 2022 г. (справа). Обозначения: 1 – станции и их номера, 2 – точки измерения на вертикали, 3 – слой температурного скачка.

~3–5 мкСм/см. Пересчет электропроводности в минерализацию проводился для определения минерализации воды на всех станциях по уравнению связи, полученному на основе данных измерения минерализации в отдельных пробах воды в лабораторных условиях. Содержание кислорода измерялось мембранным датчиком. Его точность невысока, поэтому результаты этих измерений не следует рассматривать в строго количественном выражении, в рамках текущей работы достаточно было их интерпретировать на качественном уровне (есть дефицит/нет дефицита кислорода). Дискретность зондирования по глубине составила от 1 до 5 м в зависимости от общей глубины на станции и характера наблюдаемых изменений гидрологических характеристик.

Пробы воды на CH<sub>4</sub> и химический состав отбирались батометром системы Нискина объемом 2 л с размеченным тросом (длина троса 100 м). Пробы на концентрацию CH<sub>4</sub> отбирались в двух повторностях во флаконы объемом 20 мл. Горизонты отбора проб назначались: осенью 2021 г. –

Duran usarananuni	Период работ				
Виды исследовании	сентябрь 2021 г.	июль 2022 г.			
Измерение гидрологических характеристик (зондирование)	станций	19	21		
Omfor mod porting CII	станций	18	21		
Отоор проо воды на СП <sub>4</sub>	всего проб*	80	150		
Havenaure Forever CII	станций	14	17		
Измерения потоков Сп <sub>4</sub>	всего проб**	116	127		
	станций	10	14		
Отоор проо воды на химическии состав	всего проб	20	25		

Таблица 3. Виды и объем полевых работ Зейском водохранилище в 2021 и 2022 гг.

\*включая повторности, \*\* включая пробы атмосферного воздуха (1 проба на 1 станцию)

в поверхностном слое, под слоем скачка температуры воды и в придонном слое; летом 2022 г. в поверхностном слое, под фотическим слоем (5 м), над слоем скачка температуры и под ним (15 и 30 м, соответственно), а также в придонном слое (в 1 м выше дна). На некоторых станциях назначались дополнительные горизонты (например, на участках с апвеллингом, либо вблизи крупных притоков).

Измерения потоков CH<sub>4</sub> выполнены методом плавучих камер (2 камеры из пластика, объемом 7–10 л). Характеристики камер соответствуют методике ЮНЕСКО по измерению эмиссии CH<sub>4</sub> из водных объектов. Время экспонирования (1 час) разбивалось на две серии по 30–40 минут. Прокачка воздуха в трубке, идущей от камеры к шприцу-пробоотборнику, по 2 объема шприца (емкостью 60 мл) выполнялась перед каждым отбором.

Пробы воды на химический состав отбирались в емкости из химически неактивного пластика объемом 1.5 л и хранились при температуре от +8 до +15 °C в течение 3—8 дней до поступления в лабораторию. В этих пробах определялись главные ионы и по ним рассчитывалась минерализация воды. Затем по полученным данным строилась зависимость между минерализацией и измеренной электропроводностью воды. Во всех случаях связь тесная, очень близкая к линейной (коэффициент корреляции 0.95–0.98). Места и горизонты отбора проб назначались таким образом, чтобы в результате был охвачен весь диапазон минерализации, ожидаемой на водохранилище по сведениям из литературы.

Метеонаблюдения выполнялись с помощью портативной метеостанции Kestrel 5000 на каждой станции в начале цикла отбора проб и включали в себя измерение температуры и влажности воздуха, скорости ветра и атмосферного давления.

Глубины на станциях измерялись с помощью эхолота. Местоположение станций определялось с помощью портативного GPS-приемника в системе координат WGS-84.

### Методы лабораторных и камеральных работ

Определение химического состава вод Зейского водохранилища выполнено в ИВЭП ДВО РАН по методикам, описанным в нормативных документах [Руководящий документ..., 2009]. Содержание ионов натрия и калия определено на пламенном фотометре, ионов кальция и магния, гидрокарбонатного и хлоридного ионов – титрованием, сульфатного иона – на фотометре турбидиметрическим методом, цветность воды – на фотоколориметре.

Определение концентрации  $CH_4$  в пробах воздуха и водной вытяжки выполнено в лаборатории ИФА РАН методом «headspace» [Bastviken et.al., 2010] на газовом хроматографе с пламенно-ионизационным детектором Хроматэк-Кристалл 5000.2, согласно [РД 52.44.8162015].

Выброс CH<sub>4</sub> в результате дегазации воды при ее сбросах через Зейский гидроузел оценивался как произведение расхода воды и разницы концентрации CH<sub>4</sub> в воде между верхним и нижним бьефом (с учетом концентрации CH<sub>4</sub> в воздухе).

#### Методика расчета общей эмиссии метана

Расчет общей эмиссии CH<sub>4</sub> с поверхности Зейского водохранилища основан на результатах натурных измерений удельных потоков CH<sub>4</sub> и последующего их осреднения для выделенных районов (см. раздел Результаты) с учетом площадей, занятых мелководьями. Для этого авторами построена цифровая модель рельефа ложа Зейского водохранилища. Источниками топографической информации для данной модели послужили топографические карты масштаба 1:100000, на которых отражены точки высот, изогипсы в долине

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА



**Рис. 3.** Содержание СН4 в воде по продольному профилю Зейского водохранилища по данным экспедиционных работ в сентябре 2021 г. (слева) и июле 2022 г. (справа). Обозначения: 1 – станции и их номера, 2 – точки измерения на вертикали, 3 – слой температурного скачка.

р. Зеи до затопления и изобаты в период не полного заполнения в конце 1970-х гг.; космические снимки Landsat и Sentinel-2 (с пространственным разрешением выбранных каналов 15 и 10 м соответственно) за период 2013–2020 гг., на которых читаются контуры акватории водохранилища при разных уровнях его наполнения (306–319 м. абс.); данные полевых измерений глубин водоема. Цифровая модель рельефа в абсолютных отметках построена методом Хатчинсона (метод Торо to raster) с помощью ГИС-пакета ESRI ARCGIS с пространственным разрешением 25 м.

Для перехода от дискретных в пространстве измерений на станциях к оценке общей эмиссии все водохранилище было разделено на районы, выделенные в рамках настоящего исследования (см. раздел Результаты). Исходя из густоты станций, количества опробованных горизонтов, связи потоков СН<sub>4</sub> с глубиной, а также фактического пространственного распределения удельных потоков СН<sub>4</sub>, внутри морфологических районов экспертно выделялись глубинные зоны. Это было сделано для максимально возможного точного расчета общей эмиссии метана. А именно, для того, чтобы разделить станции на мелководные и глубоководные, а затем рассчитывать осредненные потоки метана в пределах этих зон, опираясь на данные наблюдений на соответствующих станциях (отнесенным к глубоководной и мелководной зоне). Летом 2022 г. в Большом и Среднем море выделены зоны с глубиной менее 30 м, в пределах которых удельные потоки СН, были значительно выше, чем на остальной акватории. Отдельно учитывались локальные максимумы потоков  $CH_4$  (так называемые «горячие точки» (hot spots) [Darling, Gooddy, 2006]), которые были обнаружены в осенней экспедиции 2021 г. в верхней части Каньона.

Общая эмиссия СН<sub>4</sub> приводится в форме диапазона. Нижняя «грубая» оценка заключалась в усреднении удельных потоков по всем станциям в пределах каждого района. Общая эмиссия СН со всего водоема определялась суммированием эмиссий, которые получены перемножением средней удельной величины потока СН<sub>4</sub>, рассчитанной для каждого района, на площадь соответствующих районов. Верхняя «детализированная» оценка общей эмиссии СН, выполнялась с учетом участков акватории с глубиной менее 30 м, опираясь на доли площадей районов, занятых этими участками. Оценка эмиссии из участков «горячих точек» производилась путем экспертной оценки площади мелководных заливов, описываемых «горячими точками» (на уровне 3 и 5% площади для нижней и верхней оценки соответственно). Обе оценки содержат в себе также поток СН<sub>4</sub> образующийся вследствие дегазации воды при ее сбросе через плотину Зейской ГЭС.

Вегетационный период в районе Зейского заповедника составляет 130—140 дней [http://oopt. info/zeysky/physgeo.html]. Для расчета коэффициента эмиссии CH<sub>4</sub> взята средняя величина — 135 суток. Следует отметить, что в 2021 г. измерения проводились в конце вегетационного периода, в 2022 г. – ближе к его середине, поэтому результаты не в полной мере описывают весь вегетационный период.

Даты (период экспедиции)	Уровень воды, м. абс.	Средневзвешенная концентрация СН <sub>4</sub> в воде, мкл/л	Объем водохранилища, км <sup>3</sup>	Запас CH <sub>4</sub> , м <sup>3</sup>
17-23 сентября 2021	318.01-317.89	1.34	75.4	101200
26-31 июля 2022	311.65-311.69	1.01	60.7	60700

Таблица 4. Средневзвешенная концентрация и запас метана в воде Зейского водохранилища

Методика расчета запасов метана в водоеме

Для оценки запасов CH<sub>4</sub> в водоеме использовалось осреднение его концентраций путем нелинейной автоматизированной интерполяции по объему водохранилища для каждого узла сетки путём учёта значений окружающих точек станций. С использованием цифровой модели рельефа, полученной в настоящей работе, в каждом слое водоема с шагом 2 м по глубине производилась интерполяция по площади слоя значений концентрации метана методом ICW (Inverse Cost Weighting) [Wing et. al., 2004]. Данный метод является производным от стандартного метода IDW (Inverse Distance Weighted), однако позволяет корректно учитывать естественные барьеры (такие как мысы и полуострова, то есть точки станций могут не быть в прямой видимости друг от друга). В результате для каждого сезона получены вертикали с послойным распределением концентрации метана. Затем получен средневзвешенный по объему запас метана в водоеме, как сумма послойных произведений концентрации метана и объема каждого слоя.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

### Гидрологическая структура водоема в 2021 и 2022 гг.

В период экспедиции в сентябре 2021 г. температурная стратификация водохранилища и слой температурного скачка (СТС) были хорошо выражены, особенно в Большом море и в Каньоне, то есть там, где большие глубины. СТС залегал на глубинах ниже 20-30 м и, в целом, заглублялся по мере приближения к плотине. Глубина СТС менялась от 15-20 м на севере (в районе станции 6) до 30-40 м на юге Большого моря и до 60 м у плотины в районе станций 15–16 (рис. 2а). Средневзвешенная температура воды по профилю равнялась 9.4 °С. Самые низкие температуры у дна (4.9-5.5 °C) наблюдались в центре Большого моря (станции 9-10), самые высокие – в Среднем море (7–9 °С) (станции 5, 25) и Каньоне (6–7 °С) (станции 13-16). Водохранилище было насыщено кислородом по всей глубине, зон аноксии не выявлено. Средневзвешенная по продольному профилю величина насыщения составляла 74%. Наименее насыщенные кислородом зоны выявлены в области наибольших глубин в Каньоне, при этом величина насыщения превышала 50% (рис. 26). Средневзвешенная по профилю величина минерализации составляла 22.3 мг/дм<sup>3</sup>. Наибольшая минерализация воды наблюдалась в р. Зее (36.1 мг/дм<sup>3</sup>), ниже Бомнака минерализация менялась в пределах 26–29 мг/дм<sup>3</sup> (станция 6). Минерализация слабо увеличивалась с глубиной (рис. 2в).

В 2022 г. в период экспедиции (26-31 июля) температурная стратификация водохранилища была также хорошо выражена, СТС располагался на глубинах 15-20 м и занимал относительно постоянное положение. Средневзвешенная температура воды по профилю составляла 8.5 °С. Самые низкие температуры были у дна (3.9-4.1 °C) – в Большом море и Каньоне (станции 9, 10, 13-16), самые высокие (до 5 °С) – в Малом и Среднем морях (25, 36, 37, 41), в заливах и реках. На поверхности температура воды достигала 26 °С (см. рис. 2а). Также высокая температура была в реках Зее и Арги во время дождевого паводка – до 23 °С. Водная толща водохранилища была насыщена кислородом по всей глубине, зон аноксии не выявлено. Средневзвешенная величина насыщения О, по продольному профилю составляла 71%. Наименее насыщенные О<sub>2</sub> зоны были выявлены в области наибольших глубин в Каньоне, а также в Среднем море в придонном слое, при этом величины насыщения превышали 55%. Максимальная концентрация растворенного кислорода (до 115% насыщения) зафиксирована в поверхностном слое воды в Большом море (станции 9, 10) (см. рис. 26), минимальная – в придонном слое воды в Малом море (станции 7, 37) (около 50%). Река Арги в период начала дождевого паводка была насыщена кислородом до 100%, что может быть связано как с поступлением аэрированных дождевых вод непосредственно в водоток, так и с фотосинтетической активностью фитопланктона в водах реки. Максимальные значения минерализации, как и ранее, отмечались в воде устьев рек Зея и Арги



**Рис. 4.** Удельные потоки метана с поверхности Зейского водохранилища в сентябре 2021 г. (а) и июле 2022 г. (б). В числителе приведен диапазон измеренных потоков (мгСН<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>/сут), в знаменателе – глубина водохранилища на станции (м). Красным ромбом обозначено местоположение «горячей точки» в 2021 г.

(32.7 и 42.8 мг/дм<sup>3</sup>). Также высокая минерализация наблюдалась в придонном слое в Каньоне (до 30–33 мг/дм<sup>3</sup>) и по всей водной толще в Малом море (около 30 мг/дм<sup>3</sup>). (см. рис. 2в). Наименьшая минерализация наблюдалась на границе Каньона и Большого моря, а также в Среднем море (вдали от устьев рек).

#### Содержание метана в воде

Осенью 2021 г. средневзвешенная концентрация СН4 в воде составила 1.34 мкл/л. Повышенные концентрации наблюдались в Малом море (станция 6) (от 3–5 до 30 мкл/л) и особенно в зоне выклинивания подпора – в зоне впадения р. Арги (до 49 мкл/л). Пониженные концентрации (менее

Номер района	Название района	Характеристика
1	Каньон — приплотинная часть (ниже Гилюйского залива)	Наиболее глубокая часть водохранилища (до 95 м). Формирование ВМ обусловлено соединением водохранилищной и Гилюйской водных масс. Ветровое перемешивание значительно слабее, чем в Большом море. Берега скалистые.
2	Каньон – верхняя часть (выше Гилюйского залива)	Глубоководная часть водохранилища (до 86 м). Преобладает водохранилищная ВМ. Ветровое перемешивание значительно слабее, чем в Большом море. Берега скалистые.
3	Гилюйский залив	Залив в долине р. Гилюй (глубина до 86 м). Выделяется Гилюйская ВМ, обусловленная значительным речным притоком. Вода имеет повышенную минерализацию. Ветровое перемешивание значительно слабее, чем в Большом море. Зимой ледяной покров не везде однородный — наблюдаются полыньи и каверны.
4	Большое море	Относительно глубоководная часть водохранилища (глубины от 30–40 до 50–60 м). Русло р. Зеи под водой практически не выражено. Ветровое перемешивание затрагивает только верхние горизонты, глубина слоя температурного скачка не одинакова по площади. На глубинах ниже 30 м преобладает зимняя водохранилищная ВМ. Широкие осушки при низком уровне воды на участках абразионно-аккумулятивных берегов.
5	Среднее море	Относительно мелководная часть водохранилища (глубины до 30–35 м). Русло р. Зеи под водой выражено слабо. Ветровое перемешивание затрагивает только верхние горизонты.
6	Мелководные заливы с крупными притоками	Мелководные участки водохранилища (менее 20 м при НПУ). Заливы, в которые впадают относительно крупные притоки (Брянта-Унаха- Утугай, Темна, Уркан, Мульмуга). Летом наблюдается повышенная минерализация у дна, температура воды у дна более 5 °С. Ветровое перемешивание затрагивает значительную часть толщи воды. Берега низкие, часто заболоченные.
7	Малое море	Мелководная часть водохранилища (глубины до 20 м), русло узкое, старая долина под водой хорошо выражена, на мелководьях стволы деревьев над водой. Сильное влияние бокового притока и р. Зеи на распределение температуры, кислорода и особенно метана, сгонно-нагонные нарушения температурной стратификации по всей толще. Особенно сильно влияние р. Арги, выраженное в повышенных концентрациях CH <sub>4</sub> во всей толще.

3 мкл/л) выявлены в Каньоне (станции 13–16). Минимальные концентрации СН<sub>4</sub> в воде наблюдались в Большом море (станции 9, 10) и вблизи плотины (станции 15–16) (менее 1 мкл/л) (рис. 3). В сентябре 2021 г. в верховьях водохранилища концентрации СН<sub>4</sub> в воде были на порядок больше, чем в июле 2022 г., когда объем притока реч-

ных вод был значительно ниже.

Летом 2022 г. средневзвешенная концентрация  $CH_4$  в воде составила 1.01 мкл/л. Максимальные его концентрации установлены в р. Зее и р. Арги (соответственно 5.3 мкл/л и 12.5 мкл/л). Повышенные значения (до 3–5 мкл/л) выявлены в верхней части Малого моря. Пониженные значения  $CH_4$  (0.1–1.0 мкл/л) – в Каньоне и в центре основной акватории (станции 9, 10). Минимальные концентрации  $CH_4$  (порядка 0.10–0.15 мкл/л) отмечены у плотины на глубинах 30–70 м (см. рис. 3). В заливах в целом концентрация CH4 в воде выше, чем на глубоких станциях.

В 2021 г. запас метана в воде Зейского водохранилища был значительно больше, чем в 2022 г. Различие в запасах метана было приблизительно пропорциональным объему водохранилища на момент проведения работ (табл. 4).

## Удельный поток с акватории и выброс метана при дегазации на плотине ГЭС

В период экспедиционных исследований в сентябре 2021 г. концентрации  $CH_4$  в воздухе над акваторией водохранилища варьировались в пределах 1.8–2.8 ppm. На открытой акватории удельный поток  $CH_4$  изменялся в диапазоне 0.7– 5.1 мг $CH_4/M^2/$ сут (рис. 4а). Существенно более высокие значения удельного потока  $CH_4$  выявлены в устье р. Арги (36–57 мг $CH_4/M^2/$ сут) и в мелководном заливе («горячая точка») на границе Большого моря и Каньона (станция 2) (31– 246 мг $CH_4/M^2/$ сут). Большой разброс значений удельного потока (на порядок), вероятно, связан с его интенсивным переносом в составе газовых пузырей, выделяющихся из донных отложений.

В период исследований в июле 2022 г. концентрации CH<sub>4</sub> в воздухе составляли 2–3 ppm. Удельный поток CH<sub>4</sub> варьировался в пределах 0.9– 42 мгCH<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>/сут с отдельным выпадающим измеренным максимумом 137 мгCH<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>/сут в р. Унаха

том 60 № 4 2024



**Рис. 5.** Изменение удельного потока метана в атмосферу и его концентраций в воде Зейского водохранилища с глубиной станции в теплый период по объединенным данным съемок в 2021 г. и 2022 г.: 1 – удельный поток метана, 2 и 3 – соответственно содержание метана в придонном и поверхностном слоях воды.

(рис. 4б). По сравнению с осенью 2021 г. значения потока метана в Большом море отличались не значительно. В Каньоне в июле 2022 г. удельный поток  $CH_4$  был в 2–3 раза больше (5–9 мг $CH_4/M^2/сут$ ), чем в 2021 г.; в Малом море – заметно больше. В устье р. Арги в июле 2022 г. наблюдались сопоставимые с сентябрем 2021 г. величины удельного потока метана. Благодаря увеличению количества станций наблюдения в заливах в 2022 г., получены дополнительные сведения о пространственном распределении значений удельного потока  $CH_4$ . Максимальные его потоки выявлены в устье р. Арги, в отдельных заливах и Малом море, минимальные – над руслом в Большом море и Каньоне.

Выявлена общая тенденция обратной связи концентраций  $CH_4$  с глубиной станций. Эта связь имеет общий вид, близкий к степенной зависимости (рис. 5), однако велика изменчивость тесноты этой связи во времени (в 2021 г. связь теснее, чем в 2022 г.). Эту связь нельзя рассматривать, как расчетное уравнение ( $R^2 \sim 0.4$ ), а только как иллюстрацию закономерности и как ориентир для выявления условий наиболее сильной неопределенности этой связи. Наибольший разброс потока и концентраций  $CH_4$  наблюдаются при глубинах станций 10–30 м. Наиболее устойчивые низкие потоки наблюдаются на участках с глубинами более 30 м.

Осенью 2021 г. в условиях работы поверхностного водосброса выброс  $CH_4$  при дегазации составил 175 кг $CH_4$ /сут (менее 0.1% от общей эмиссии). В день отбора проб в верхнем и нижнем бьефе ГЭС содержание  $CH_4$  в верхнем бьефе на горизонте водозабора турбин было 0.25 мг/м<sup>3</sup>, на горизонте водосброса 0.96 мг/м<sup>3</sup>, в нижнем бьефе 0.12 мг/м<sup>3</sup>. Расход воды через турбины был 1038 м<sup>3</sup>/с, через водосброс 2238 м<sup>3</sup>/с [http://www.rushydro.ru/].

В теплый период 2022 г. поверхностный водосброс на плотине не использовался — не было необходимости в холостых сбросах из-за низкого притока. В день отбора проб в верхнем и нижнем бьефе ГЭС содержание  $CH_4$  в верхнем и нижнем бьефе было приблизительно одинаковым на уровне 0.1—0.15 мг/м<sup>3</sup>, эта величина сопоставима с точностью измерения концентрации  $CH_4$  в воде. Расход воды через турбины был 726 м<sup>3</sup>/с. Таким образом, принято, что в период работ в 2022 г. выброс  $CH_4$  при сбросе воды через плотину в нижний бьеф не происходил.

#### Районирование акватории

Существует морфологическое районирование Зейского водохранилища, согласно которому водоем по его длине разделен на 8 районов [Шестеркин, 2015].

В рамках настоящей работы на акватории Зейского водохранилища авторами выделено 7 районов. Эти районы выделены экспертно, опираясь



Рис. 6. Схема районирования акватории Зейского водохранилища (нумерация и названия районов соответствуют таблице 5).

на материалы полевых работ теплого периода 2021 и 2022 гг., а также на результаты работ, выполненных в марте 2022 г. [Терский и др. 2023]. При проведении районирования учитывались следующие показатели: преобладание выраженной водной массы (ВМ); пространственная обособленность; наличие значительных притоков; величина, диапазон, характер изменения содержания и потоков CH<sub>4</sub>, выявленные в ходе экспедиций 2021–2022 гг. Характеристика районов приведена в табл. 5, схема районирования – на рис. 6.

## Эмиссия метана с поверхности Зейского водохранилища

Значения удельного потока  $CH_4$  осенью 2021 г. (табл. 6) был заметно ниже, чем летом 2022 г. (табл. 7). Коэффициент эмиссии  $CH_4$  за вегетационный период составил 8.6–11.1 кг  $CH_4$  га/год и 13.2–17.4 кг  $CH_4$  га/год в 2021 и 2022 гг. соответственно. Наименьший вклад в эмиссию  $CH_4$  дает глубоководная узкая приплотинная часть Каньона, а наибольший – обширное Большое море, особенно в условиях небольшого притока речных вод в маловодный теплый период 2022 г. Отдельные «горячие точки», несмотря на их малую площадь, могут также давать весомый вклад в общую эмиссию метана. Оценка этого вклада очень сильно зависит от способа их учета при расчете общей эмиссии. Для нижней оценки «горячие точки» и станции на мелководьях учитывались с тем же весом, что и остальные станции в пределах района. Для верхней оценки были рассчитаны площади мелководий (до 30 м), которые использовались в качестве весовых коэффициентов при учете мелководных станций в пределах районов.

## ОБСУЖДЕНИЕ

В соответствии с работой [Эдельштейн и др., 1984] в Зейском водохранилище в теплый период года выделялись три основные водные массы (ВМ): Зейская речная, Гилюйская речная, Водохранилищная в различных сезонных модификациях. Речные ВМ присутствовали в основном в непосредственной близости от устьев соответствующих рек. Гилюйская ВМ также обнаруживалась в Каньоне вблизи Гилюйского залива. Само водохранилище в основном было заполнено во-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

№ 4 2024

том 60

### П. Н. ТЕРСКИЙ и др.

17-23 сентября 2021 Номер Средний Лиапазон Коэффициент района Общая эмис-Район Площадь (удельный) измеренных эмиссии, (см. сия метана, района, км<sup>2</sup> поток, потоков. кг СН, га/год рис. 6) тСН /сут мгСН<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>/сут (135 cyr) мгСН<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>/сут Приплотинная часть Каньона 1 73.4 3.3 2.1 - 5.20.2 4.4 Верхняя часть Каньона 2 115.5  $2.2 - 45^{*}$ 0.1 - 246\*0.2 - 5.22.8 - 623 0.7 - 3.93.1 Гилюйский залив 36.8 2.3 0.1 0.7-4.6 5.3 4 1296 3.9 5.1 Большое море 5 444 4.8 1.8-9.8 2.1 6.4 Среднее море 6.5-13 Заливы 6 437 3.2 - 292.8 - 5.78.8-17 7 Малое море 11-26 0.7 - 562.5 - 5.615-35 218 "Горячая точка" 30.5-246 0.48 - 0.8\_ \_ 138 \_ (3-5% от района 2) Выброс на плотине \_ \_ \_ \_ 0.175 \_ 16.7 - 21.7ВСЕ ВОДОХРАНИЛИШЕ 2621 6.4-8.3 0.7 - 2468.6 - 11.1

Таблица 6. Общая эмиссия и коэффициент эмиссии СН<sub>4</sub> с поверхности Зейского водохранилища осенью 2021 г.

\* верхняя граница диапазона измеренного и среднего удельного потока для данного района указана для сценария, при котором «горячая точка» учтена в качестве одной из станций района

Таблица 7. Общая эмиссия и коэффициент эмиссии СН<sub>4</sub> с поверхности Зейского водохранилища летом 2022 г.

	Harran			26-31 июля 2022			
Район	номер района (см. рис. 6)	Площадь района, км <sup>2</sup>	Средний (удельный) поток, мгСН <sub>4</sub> /м <sup>2</sup> /сут	Диапазон измеренных потоков, мгСН <sub>4</sub> /м <sup>2</sup> /сут	Общая эмис- сия метана, тСН <sub>4</sub> /сут	Коэффициент эмиссии, кг СН <sub>4</sub> га/год (135 сут)	
Приплотинная часть Каньона	1	63.4	7.4-9.8	7.2–12	0.5-0.6	10-13	
Верхняя часть Каньона	2	106	4.6-6.1	3.6-9.3	0.5-0.6	6.1-8.2	
Гилюйский залив	3	30.7	8.7	7.2-10.2	0.3	12	
Большое море	4	1213	6.2-9.1	1.2-28.7	7.5–11	8.4-12	
Среднее море	5	408	7.9–9	2.5-19.6	3.2-3.7	11-12	
Заливы	6	315	27-35	2.2-137	8.4–11	36-48	
Малое море	7	151	13-16	2.9-42	2.0-2.4	18-22	
Выброс на плотине	-	-	-	-	0	-	
ВСЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ		2287	9.8-13	1.2-137	22.4-29.8	13.2-17.4	

дохранилищной ВМ в следующих модификациях: зимняя придонная, летняя центрального района (мы этот район называем «Большим морем»), летняя нижнего района.

В теплый период 2021 и 2022 гг. нами выделено четыре ВМ, которые были характерны для Зейского водохранилища уже в первые годы после его наполнения (Эдельштейн и др., 1984). Зимняя водохранилищная ВМ, расположенная в придонном слое воды в Каньоне и Большом море ниже 20–40 м, характеризуется относительно высокой минерализацией (до 45 мг/л), очень низкой температурой воды (около 4–6 °C) и однородным содержанием кислорода на уровне 50–60% (которое было характерно для зимы 2022 г, когда авторами также выполнялись экспедиционные исследования). Гилюйская ВМ,

примыкающая к нижней части Каньона, в слое 10–25 м, характеризуется более низкой минерализацией (около 25–30 мг/л) и повышенным содержанием кислорода (до 100–105% летом 2022 г.). Летняя водохранилищная ВМ, расположенная в верхнем слое водной толщи (до 10–15 м от поверхности), распространена в Каньоне, Большом и Среднем море. Речная ВМ, в основном Зейская, заполняет, главным образом, верховья водоема и Малое море. Не только сток р. Зея, но также ветер и остальные притоки, приводят к неоднородности распределения характеристик по глубине.

Сгонно-нагонные явления, как и ветровое перемешивание, являются существенным фактором аэрации воды на глубинах ниже СТС и окисления СН<sub>4</sub> в воде широкой части акватории. В Каньоне влияния сгонно-нагонных явлений не выявлено. Вследствие высокой частоты сильных ветров в летне-осенний период характер температурной стратификации Зейского водохранилища неоднороден по площади акватории. Зоны апвеллинга были выявлены в ходе экспедиционных наблюдений в Большом море в 2021 г. и в Малом море в 2022 г. Скорее всего, пространственная неоднородность в Большом море в целом характерна для осени. Возможно, что сгон поверхностной ВМ и апвеллинг придонной ВМ – это один из главных механизмов перемешивания придонной воды в Зейском водохранилище. Несмотря на то, что апвеллинг – явление, характерное в большей степени для морей и океанов, это нередкость и для больших озер и водохранилищ [Экосистема Онежского озера..., 1990].

В ходе полевых работ в 2022 г после ночного обильного дождя на берегу был обнаружен ручей (далее, ручей Зимовье), вытекающий из болотного массива и впадающий в Малое море Зейского водохранилища. Предположительно, ручей течет по кровле многолетнемерзлых пород. Температура воды в ручье составляла 6.0°С. Его химический состав отличался очень высокой цветностью, содержанием железа и органического вещества, более низким показателем рН, низкой минерализацией, но очень высоким содержанием органического углерода (ОУ). Склоновый сток с болотных массивов на многолетнемерзлых породах, по-видимому, сам по себе не приносит СН, в водоем, но может приносить большое количество органического вещества, которое, осаждаясь, способствует продуцированию СН, в донных отложениях. В пользу гипотезы мерзлотного происхождения ручья Зимовье свидетельствуют и сведения о талых мерзлотных водах, приведенные в литературных источниках. Так, экспедиционные исследования в 2020 г. в верховьях р. Бурея [Tashiro et. al., 2020] показали, что в сезон таяния снега в переувлажненных поверхностных почвах образуется большое количество растворенного ОУ вместе с растворенным железом (Fe), что приводит к значительному транспорту Fe и ОУ. Летние дожди не только увеличивают концентрацию Fe и ОУ в реках, но и способствуют накоплению Fe в почвах на многолетнемерзлых породах в пределах водно-болотных угодий. В обследованном ручье содержание СН, в воде было очень низким – 0.09 мкл/л.

Выброс СН<sub>4</sub> при сбросе воды в нижний бьеф может вносить большой вклад в общее поступление СН<sub>4</sub> в атмосферу из водохранилищ. Согласно исследованиям амазонских водохранилищ, около 70% СН, диффундирует в атмосферу при сбросе вод через плотину в нижний бьеф [Kemenes, 2016]. На плотине Зейской ГЭС в отсутствие сработки через поверхностные водосбросы в 2022 г. выброс СН, в атмосферу не выявлен, а осенью 2021 г., когда был сброс вод через плотину в нижний бьеф, выброс метана в атмосферу составлял 175 кгСН /сут или 0.09% от общей эмиссии СН за теплый период. При этом, зимой 2022 г. поток составил 27.4 кгСН<sub>4</sub>/сут, даже в отсутствие работы поверхностных водосбросов [Терский и др., 2023], и, по-видимому, являлся единственным источником выброса СН, в период ледостава.

Основной автохтонный источник СН, в Зейском водохранилище - донные отложения мелководной части акватории, поскольку прослеживается закономерность уменьшения потоков метана от берегов к центру водоема. Мелководные заливы, дно которых покрыто регулярно поступающим древесным материалом с берегов (такой вывод сделан по наличию органической взвеси и древесных остатков на дне таких заливов), распространены на отдельных участках береговой линии, и, по-видимому, не являются площадным источником СН<sub>4</sub>, а скорее точечным в масштабе всего водоема. Несмотря на повышенные на несколько порядков потоки СН<sub>4</sub> в таких заливах, его концентрации в воде вблизи берегов всего на несколько мкл/л выше фоновых.

Главный аллохтонный источник СН<sub>4</sub> – это р. Арги – крупный болотный приток водохранилища в его верховьях. В результате всех экспедиционных исследований, в том числе зимних работ в марте 2022 г. [Терский и др., 2023], выявлено, что р. Арги – один из крупных притоков Зейского водохранилища, дренирующего обширный болотный массив, является значимым источником поступления СН<sub>4</sub> и органического вещества в водоем. Это относительно большая река (F=7090 км<sup>2</sup>, L=350 км), сопоставимая с самой Зеей, составляет примерно 9% от всей площади водосбора Зейского водохранилища в верховьях. Вода р. Арги при впадении в водохранилище насыщена сероводородом и СН, имеет высокую минерализацию и цветность, низкое содержание кремния и кислорода.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60

Оценки удельных потоков CH<sub>4</sub> (0.1–56 мгCH<sub>4</sub>/  $M^2$ сут), полученные авторами в ходе описываемых в настоящей статье экспедиционных исследований в Зейском водохранилище, в целом согласуются с мировыми данными. В работе [Varis et. al., 2012] для водохранилищ бореальной зоны приведен диапазон эмиссии CH<sub>4</sub>, составляющий 1–100 мгCH<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>сут. В Зейском водохранилище авторами выявлены зоны как с очень небольшим потоком CH<sub>4</sub>, так и отдельные «горячие точки» с величиной потока, превышающей верхнюю границу этой оценки.

Коэффициенты эмиссии CH<sub>4</sub> из Зейского водохранилища в 2021 и 2022 гг. (8.6–17.4 кг CH<sub>4</sub>/га) соответствуют коэффициентам, представленным в дополнениях к руководящим принципам МГЭИК 2019 г., которые были сформированы более 20 лет назад [https://www.ipcc.ch/report/2019refinement-to-the-2006-ipcc-guidelines-fornational-greenhouse-gas-inventories/].Представленный МГЭИК 2019 для водохранилищ бореальной зоны коэффициент составляет 13.6 кг CH<sub>4</sub>/га (с пределами 95% доверительного интервала среднего значения 7.3–19.9 кг CH<sub>4</sub>/га).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках настоящего исследования впервые на Зейском водохранилище выполнены натурные измерения концентрации CH<sub>4</sub> в воде и его удельных потоков с водной поверхности вместе с гидролого-гидрохимической съемкой в теплые периоды относительно многоводного 2021 г. и маловодного 2022 г. По сравнению с сентябрем 2021 г., в июле 2022 г. запас теплоты в Зейском водохранилище был значительно меньше, несмотря на более высокую температуру поверхностного слоя воды. Минерализация была выше, а содержание кислорода в среднем практически одинаково.

Содержание  $CH_4$  в воде и его удельные потоки уменьшаются от берегов и заливов к центру водохранилища. По-видимому, основными источниками органического вещества и метана являются заболоченные притоки, а также прибрежные участки акватории, куда поступает сток органического вещества с берегов. Общая эмиссия  $CH_4$  с поверхности Зейского водохранилища значительно выше в летний период 2022 г., когда наблюдается максимальный прогрев мелководий, даже несмотря на меньшую площадь акватории, чем осенью 2021 г. Согласно проведенным авто-

рами оценкам, общая эмиссия CH<sub>4</sub> с водной поверхности Зейского водохранилища в осенний период 2021 г. составила 16.7–21.7 тCH<sub>4</sub>/сут, в летний период 2022 г.– 22.4–29.8 тCH<sub>4</sub>/сутки.

Выброс метана во время сработки воды через сооружения гидроузла в теплый период связан с режимом работы поверхностных водосбросов. В отсутствие работы поверхностного водосброса летом 2022 г. выброса метана не происходило. Осенью 2021 г., несмотря на наличие поверхностного водосброса, выброс  $CH_4$  был незначительным (0.175 т $CH_4$ /сут), составляя около 0.09% от общей его эмиссии с водной поверхности Зейского водохранилища.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л: Гидрометеоиздат, 1970. 413 с.
- Арефина Т. И., Бородицкая Г. В., Бульон В. В. и др. Гидроэкологический мониторинг зоны влияния Зейского гидроузла. Хабаровск: ДВО РАН, 2010. 354 с.
- Гарькуша Д. Н., Фёдоров Ю. А. Факторы формирования концентраций метана в водных экосистемах. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федерального ун-та, 2021. 366 с.
- Гречушникова М. Г. Репина И. А., Степаненко В. М., Казанцев В. С., Артамонов А. Ю., Варенцов М. И., Ломова Д. В., Мольков А. А., Капустин И. А. Пространственно-временные изменения содержания и эмиссии метана в водохранилищах с различным коэффициентом водообмена // Известия Русского географического общества. 2018. Т. 150.5. С. 14–33.
- Гречушникова М. Г., Репина И. А., Степаненко В. М., Казанцев В. С., Артамонов А. Ю., Ломов В. А. Эмиссия метана с поверхности долинного Можайского водохранилища // География и природные ресурсы. 2019. № 3. С. 77–85.
- Елистратов В. В., Масликов В. И., Сидоренко Г. И., Молодцов Д. В. Выбросы парниковых газов с водохранилищ ГЭС: анализ опыта исследований и организация проведения экспериментов в России //Альтернативная энергетика и экология. 2014. № 11 (151). С. 146–159.
- Правила использования водных ресурсов Зейского водохранилища на р. Зее (утверждены приказом Федерального агентства водных ресурсов от 18 июля 2018 г. N151) [Электронный ресурс]. 2018.
- Руководящий документ. Массовая концентрация метана и диоксида углерода в приземном слое атмосферного воздуха. Методика измерений методом газовой хроматографии РД 52.44.816–2015.
- Руководящий документ. Федеральный перечень методик выполнения измерений, допущенных к применению при выполнении работ в области мониторинга загрязнения окружающей природной среды РД 52.18.595—96 (в ред. Изменения № 1, утв. Росгидрометом 11.10.2002, Изменения № 2, утв. Росгидрометом 28.10.2009).

- Репина И.А., Терский П.Н., Горин С.Л., Агафонова С.А., Ахмерова Н.Д., Василенко А.Н., Гречушникова М.Г., Григорьев В.Ю., Казанцев В.С., Лисина А.А., Ломов В.А., Мишин Д.В., Сазонов А.А., Степаненко В. М., Соколов Д.И., Тимошенко А.А., Фролова Н.Л., Шестеркин В. П. Натурные измерения эмиссии метана на крупнейших водохранилищах России в 2021 г. Начало масштабных исследований // Водные ресурсы. 2022. Т. 49. № 6. С. 713-718.
- Схема комплексного использования и охраны водных объектов по бассейну реки Амур (российская часть). Проект. Книга 1. Владивосток: ДальНИ-ИВХ, 2010. 175 с.
- Терский П. Н., Горин С. Л., Гречушникова М. Г., Агафонова С.А., Репина И.А. Гидрологические условия эмиссии метана из Зейского водохранилища в теплый и холодный период 2021–2022 гг. // GREG 2022: Международная научно-исследовательская конференция. «Эмиссия парниковых газов сегодня и в геологическом прошлом: источники, влияние на климат и окружающую среду». Сборник тезисов. Казань: Казан. фед. ун-т, 2023. С. 46.
- Шестеркин В. П. Солевой состав вод Зейского водохранилища // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. № 5. 2015. С. 32–42.
- Шестеркин В. П., Сиротский С. Е., Шестеркина Н. М. Микроэлементы в водах Зейского водохранилища // Жизнь пресных вод. Владивосток: БПИ ДВО РАН. 2016. С. 47–53.
- Эдельштейн К.К., Ершова М.Г., Немальцев А.С. Гидрологические особенности Зейского водохранилища в период его заполнения // Гидрология Байкала и других водоемов. Новосибирск: Наука, 1984. С. 146–156.
- Экосистема Онежского озера и тенденции ее изменения. Л.: Наука, 1990. 264 с.
- Bastviken D., Santoro A. L., Marotta H., Pinho L. Q., Calheiros D. F., Crill P. Methane Emissions from Pantanal, South America, during the Low Water Season: Toward More Comprehensive Sampling //

Environ. Sci. Technol. 2010. V. 44. № 14. P. 5450–5455.

- Darlin, W.G. The hydrogeochemistry of methane: Evidence from English groundwaters [Text] / W.G. Darling, D.C. Gooddy // Chemical Geology. 2006. V. 229. Issue 4. P. 293–312
- Deemer B. R., Harrison J. A., Li S., Beaulieu J. J., DelSontro T., Barros N., Bezerra-Neto J.F., Powers S. M., Dos Santos M.A., Vonk, J.A. Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: a new global synthesis // BioScience. 2016. V. 66. № 11. P. 949–964.
- Deemer B. R., Holgerson M.A. Drivers of methane flux differ between lakes and reservoirs, complicating global upscaling efforts // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. 2021. V. 126. № 4. P. e2019JG005600.
- *Kemenes A., Melack J., Forsberg B.* Downstream emissions of CH4 and CO2 from hydroelectric reservoirs (Tucurui, Samuel, and Curua-Una) in the Amazon basin // Inland Waters. 2016. V. 6. P. 1–8.
- Tashiro Y., Yoh M., Shiraiwa T., Onishi T., Shesterkin V., Kim V. Seasonal Variations of Dissolved Iron Concentration in Active Layer and Rivers in Permafrost Areas, Russian Far East // Water. 2020. V. 12. № 9. P. 2579.
- Varis O., Kummu M., Härkönen S., Huttunen J. T. "Greenhouse gas emissions from reservoirs." Impacts of large dams: a global assessment. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2011. 69–94.
- Wing S. R., Bowman M. H., Smith F., Rutger S. M. Analysis of biodiversity patterns and management decision making processes to support stewardship of marine resources and biodiversity in Fiordland-a case study // Ministry for the Environment, Wellington, New Zealand. 2004.

https://www.ipcc.ch/report/2019-refinement-tothe-2006-ipcc-guidelines-for-national-greenhousegas-inventories/

- http://aisori-m.meteo.ru/
- http://oopt.info/zevsky/phvsgeo.html
- http://www.rushydro.ru/

П. Н. ТЕРСКИЙ и др.

# METHANE EMISSIONS AND HYDROLOGICAL STRUCTURE OF ZEYA RESERVOIR (RUSSIA) IN WARM PERIOD

## P. N. Terskii<sup>1,5,\*</sup>, S. L. Gorin<sup>1,4</sup>, I. A. Repina<sup>1,2</sup>, S. A. Agafonova<sup>1,3</sup>, M. V. Zimin<sup>3</sup>, V. P. Shesterkin<sup>6</sup>, F. A. Shchekotikhin<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia <sup>2</sup>Research Computing Centre, Moscow State University, GSP-1, Leninskie Gory, 1, p. 4, Moscow, 119234 Russia <sup>3</sup>Faculty of Geography, Moscow State University, GSP-1, Leninskie Gory 1, Moscow, 119991 Russia <sup>4</sup>Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography,

Verkhnyaya Krasnosel'skaya 17, Moscow, 105187 Russia

<sup>5</sup>Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Gubkina street 3, Moscow, 119333 Russia <sup>6</sup>Institute of Water and Environmental Problems, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Dikopoltseva street 56, Khabarovsk, 680000 Russia \*e-mail: pavel\_tersky@mail.ru

Estimates of methane emissions in the warm season from the Zeya reservoir, one of the biggest hydropower facilities that affects Russia's carbon balance, were obtained for the first time based on the field measurements of methane concentrations in water and methane fluxes from the water surface. During expeditionary investigations conducted in September 2021 and July 2022, field data were collected. It was feasible to create the aquatory zoning and learn more about the water body's thermal, oxygen, and chemical structure based on hydrological and chemical investigations. In conjunction with zoning, a digital elevation model of the Zeya reservoir's bed was created, allowing calculating the reservoir's total methane emission. It has been determined that marshy tributaries and shallow aquatories, where organic matter flows from the banks, are the primary sources of organic matter and methane. During the summer, when shallow waters are heated, there is a significantly larger overall methane flux from the reservoir's surface. Methane emission coefficients from the Zeya Reservoir ( $8.6-17.2 \text{ kg CH}_4$ /ha) are consistent with those from surface-based boreal reservoirs that are provided in the supplements to the 2019 IPCC Guidelines.

**Keywords:** Greenhouse gas emission, Methane, Hydrological structure, Hydrological regime, Water temperature, Zeya reservoir, Field survey, DEM (digital elevation model)

УДК 556.551.7

# ПЛОТНОСТНЫЕ ЭФФЕКТЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТЬЮ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОДЫ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА В РАВНИННЫХ ВОДОХРАНИЛИЩАХ

© 2024 г. А. П. Лепихин<sup>а,\*</sup>, Т. П. Любимова<sup>b</sup>, А. В. Богомолов<sup>а</sup>, Ю. С. Ляхин<sup>а</sup>, Я. Н. Паршакова<sup>b</sup>

<sup>а</sup>Горный институт УрО РАН, ул. Сибирская, 78а, г. Пермь, 614007, Россия <sup>b</sup>Институт механики сплошных сред УрО РАН, ул. Академика Королева, 1, г. Пермь, 614000, Россия

> \**e-mail: lepihin49@mail.ru* Поступила в редакцию 15.03.2023 г. После доработки 07.05.2024 г. Принята к публикации 29.05.2024 г.

Рассмотрены особенности формирования вертикальной стратификации водных масс в водохранилищах, обусловленных неоднородностью распределения минерализации воды. Данные эффекты с различным генезисом рассмотрены на трех примерах. В качестве первого примера рассмотрено Камское водохранилище в зоне слияния рек Сылвы и Чусовой, характеризующееся в зимний период различным гидрохимическим режимом. В зоне их слияния в зимний период формируется вертикальная стратификация водных масс, которая способна оказывать существенное влияние на минеральный состав водных масс, используемых для водоснабжения г. Перми. Показано, что внутрисуточная неравномерность работы Камской ГЭС влияет на колебания границы раздела волных масс. В то же время положение самой границы раздела водных масс весьма устойчиво относительно сезонной сработки водохранилища. В качестве второго примера рассмотрено небольшое водохранилище в зоне активного техногенеза, характеризующееся фильтрационными разгрузками высокоминерализованных подземных вод. Если наблюдаемая стратификация водных масс в данных примерах достаточно стабильна в течении целого сезона, то в третьем рассмотренном примере – Камском водохранилище в районе г. Березники, расположенном в зоне выклинивания подпора, она весьма непродолжительна, может наблюдаться только в течение несколько дней. Несмотря на свою относительную непродолжительность, она очень существенна для обеспечения устойчивого водоснабжения. Обсуждаются факторы, определяющие продолжительную вертикальную неоднородность водных масс в исследуемых объектах.

Ключевые слова: водохранилище, стратификация, минерализация, устойчивость водоснабжения

**DOI**: 10.31857/S0002351524040094 **EDN:** JGXDAG

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время существенный практический интерес к слоистым структурам связан с решением задач организации устойчивого водоснабжения из поверхностных водных объектов. Одно из первых описаний наличия устойчивой вертикальной неоднородности водных масс в равнинных водохранилищах и связанных с ними течений дано в работах [Эдельштейн, 1991; Кременецкий и др. 1997; Пуклаков, 1999; Абакумов и др., 2000; Самохвалов, 2007]. Выполненные в последующем исследования [Богомолов и др. 2021] показали, что наблюдаемые в водохранилищах слоистые структуры могут характеризоваться различающимися временными масштабами от многолетних с относительными небольшими сезонными колебаниями до наблюдаемых в течение нескольких суток.

В то же время водохранилища играют важную роль в борьбе с наводнениями, устойчивости систем водоснабжения и производстве электроэнергии, они принципиально изменяют гидрологический и гидродинамический режимы рек вследствие увеличения глубины воды, времени пребывания и замедления потока воды [Li et al., 2020; Morovati., et al., 2022]. Увеличение глубины при значительном снижении скорости течения создает условия для формирования вертикальной плотностной стратификации водных масс. Это вертикальное разделение водной толщи влияет на всю водную экологию водоема, включая растворенный кислород, питательные вещества и доступность микробного субстрата [Becker et al., 2010), Chen et al., 2009; Cantin et al., 2011].

Исследованию этих вопросов посвящено большое количество публикаций [Zhang et al., 2014;

Liu et al., 2020]. В субтропических или тропических мономиктических озерах и водохранилищах стратификация водной толщи в зависимости от сезонного цикла является результатом турбулентных процессов перемешивания, в первую очередь, вызванных ветровым воздействием [Noori et al., 2019] и теплообменом в системе «воздух – вода» [Saber и др., 2018]. Наличие стратификации в летний и весенний периоды, связанное с поверхностным поступлением тепла, как правило, перевешивает вертикальное перемешивание, формируя устойчивое плотностное расслоение водных масс. В холодный период начинают доминировать процессы вертикального перемешивания. Гидродинамические процессы в водохранилищах, в том числе и процессы формирования стратификации различаются в зависимости от типа водохранилища. Водохранилища руслового типа сохраняют форму русла реки, т.е. глубина и ширина водотока значительно меньше длины. Учитывая больший приток в таких водоемах, гидродинамические процессы протекает сложнее, чем в озерах. При этом в настоящее время большинство исследований направлено на установление зависимостей между характеристиками притока (например, расходом, температурой) и характеристиками стратификации, такими как п продолжительность существования и величина градиента плотности [Becker et al., 2010; Zhang et al., 2014], которые недостаточны для оценки составляющих термического режима и режима течений водохранилища. Разность плотностей воды притока и водной массы водохранилища приводит к возникновению плотностных течений [Chung et al., 2009; Franca, 2017; Munoz et al., 2020], вызванных температурой воды и разницей в концентрации веществ.

В последние годы были выполнены исследования для озера Уиндермир в Великобритании [Woolway et al., 2017; Simpson et al., 2021] и для водохранилища «Три ущелья» [Yang et al., 2015; Gao al., 2018]. В этих исследованиях режим течения обусловлен неоднородным пространственным распределением температуры воды [Coates et al., 1993; Webster, 2006; Li et al., 2020]. Однако в больших водохранилищах руслового типа характер течений и термической структуры влияет на сочетание баротропных и бароклинных эффектов [Xie et al., 2017]. Поэтому результаты, полученные на озерах или водохранилищах озерного типа, не

могут быть непосредственно перенесены на большие водохранилища руслового типа.

Необходимо подчеркнуть, что в большинстве рассматриваемых работ стратификация водных масс обуславливалась вертикальной неоднородностью распределения температуры воды или мутности воды. В то же время при решении прикладных задач, связанных с хозяйственным использованием водохранилищ для целей питьевого или технического водоснабжения, наибольший интерес представляют задачи, где стратификация обуславливается неоднородностью распределения минерализации воды. При проведении масштабных экспедиционных наблюдений вместо показателя минерализации воды, как правило, весьма удобно использовать показатель удельной электропроводности воды, имеющий при стабильном химическом составе очень тесную связь с минерализацией воды. Содержание взвешенных наносов удобно оценивать через мутность воды.

Характерной особенностью водохранилищ является то, что впадающие в них реки могут характеризоваться повышенным содержанием взвешенных наносов, поэтому при оценке плотности воды рекомендуется учитывать содержание в ней наносов. В общем случае плотность воды определяется совокупностью следующих трех определяющих факторов: минерализацией воды, температурой и содержанием взвешенных наносов. Так как глубины водохранилищ, тем более равнинных, не превышают, как правило, 100 м, то изменение давления на колебания плотности воды не учитывается. В озерах учет влияния давления на плотность воды был предпринят в работе [Квон и др., 1999]. В работе [Morovati et al., 2022] для этих целей используется следующее соотношение:

$$\rho(S) = \rho + \left(1 - \frac{\rho}{\rho_s}\right) \cdot S,\tag{1}$$

где  $\rho(S)$  – зависимость плотности воды от содержания в ней взвешенных наносов, р. – плотность материала взвешенных наносов, S – концентрация взвешенных наносов.

В качестве критерия устойчивости в водных объектах, как правило, используется число Ричардсона [Самохвалов, 2007]

$$Ri = \left(\frac{g}{\rho}\right) \frac{\left(\frac{\partial \rho}{\partial z}\right)}{\left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2},$$
(2)

534

где  $\rho$  – плотность воды, кг/м<sup>3</sup>, g – скорость свободного падения, м/сек<sup>2</sup>, z – вертикальная координата по глубине потока, V – характерная скорость потока.

При анализе двухслойных структур, наряду с числом Ричардсона, при решении прикладных задач используется плотностное число Фруда [Самохвалов, 2007]:

$$Fr = \frac{V^2}{\frac{\Delta \rho}{\rho} \cdot g \cdot h},$$
(3)

где  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  — относительное различие плотности рассматриваемых водных масс. В качестве критического значения для формирования вертикальной неоднородности водных масс, как правило, принимается Fr<sub>ко</sub><1.

Ситуация, когда стратификация водных масс обуславливается неоднородностью распределения минерализации, накладывает определенный специфический отпечаток на характер и решение этих задач. К сожалению, таких работ значительно меньше, поэтому нам представляется целесообразным обсудить вопросы учета стратификации водных масс, связанных с решением конкретных задач организации устойчивого водоснабжения. Характерной особенностью работы ГЭС является их технологическая возможность оперативного и быстрого изменения выработки электроэнергии. Данным качеством они принципиально отличаются от тепловых и атомных станций, которым требуется стабильный режим работы. Так как население крупных городов в течение суток очень неравномерно потребляет электроэнергию: ночью минимальное потребление, а утром, днем – максимальное, то для покрытия пиковой нагрузки очень удобно использовать ГЭС. Неравномерность выработки на них электроэнергии определяется неравномерностью сброса воды из верхнего бьефа ГЭС в нижний. Соответственно, достаточно резкие изменения расходов сбросов воды через плотину гидроузлов ГЭС отражаются на гидродинамическом режиме не только нижних, но и верхних бьефов. В настоящей работе рассматриваются три конкретных примера, характеризующихся различным генезисом формирования вертикальной стратификации водных масс: Камское водохранилище в районе впадения рек Сылвы и Чусовой; Верхне-Зырянское водохранилище; р. Кама (Камское водохранилище) в районе г. Березники.

## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве первого примера формирования устойчивой зоны вертикальной неоднородности водных масс, связанной с неоднородностью распределения минерализации воды, следует рассмотреть находящуюся в подпоре от Камской ГЭС область слияния рек Чусовой и Сылвы. Для г. Перми гидродинамика верхнего бьефа Камской ГЭС имеет особое значение, так как там располагается основной питьевой водозабор г. Перми – Чусовские очистные сооружения (ЧОС). В тоже время при стабильной работе гидроузлов или их расположении на значительном расстоянии также могут формироваться зоны вертикальной неоднородности водных масс, влияющих на их хозяйственное использование.

В качестве второго примера рассматривается Верхне-Зырянское водохранилище в зоне активного техногенеза. Существенно другой характер формирования вертикальной стратификации водных масс наблюдается на данном водохранилище, специально созданном для обеспечения технического водоснабжения крупных промышленных предприятий г. Березники.

Верхне-Зырянское водохранилище находится в долине реки Зырянка. Река Зырянка — левобережный приток реки Камы, впадает в 889 км от ее устья. Река Зырянка образуется слиянием рек Извер и Легчим. Река Зырянка относится к водным объектам с очень малой гидрологической изученностью, практически полным отсутствием информации на гидрологических постах государственной сети наблюдений.

Данное водохранилище, построенное и введенное в постоянную эксплуатацию в 1969 году, расположено в 3.5 км юго-восточнее города Березники. Отметка нормального подпорного уровня воды водохранилища составляет 124.0 м БС. Уровень воды в верхнем бьефе Верхне-Зырянского водохранилища стабилен и в среднем держится на отметке 123.4 м.

В качестве третьего примера рассматривается верхний участок Камского водохранилища, находящийся в зоне переменного подпора, в районе г. Березники. В летний период при поддержании уровня воды в водохранилище близком к НПУ – 108.5 м БС в его русловой части глубина достигает



**Рис.** 1. Зависимость общей жесткости воды рек Чусовой (1) и Сылвы (2) от их расходов воды.

15-20 м и наблюдается небольшая скорость течения ~ 0.1 м/с. В то же время в зимний период наблюдается значительная сработка водохранилища на 6-7 м и отмечаются типичные речные условия. Рассматриваемый участок р. Кама (Камское водохранилище) активно используется для решения задач технического водоснабжения крупных предприятий Соликамско-Березниковского промышленного узла. Необходимо подчеркнуть, что данный район является центром разработки одного из крупнейших в мире месторождений калийных и магниевых руд. Характерной особенностью данного района является то, что вследствие достаточно сложного комплекса природных и техногенных факторов на данном участке Камского водохранилища, происходит фильтрационная разгрузка высокоминерализованных рассолов [Лепихин и др., 2020; 2022].

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Слияние двух находящихся в подпоре рек Чусовой и Сылвы, характеризующихся существенно различающимся гидрохимическим режимом. Для г. Пермь эта область имеет принципиальное значение, лимитирующим показателем качества воды, используемой для водоснабжения, является ее жесткость. При этом жесткость воды имеет очень тесную корреляционную связь как с минерализацией воды, так и величиной удельной электропроводности –  $R^2 > 0.92$ . В то же время, если годовой объем стока рек Чусовой и Сылвы довольно близок между собой, то их гидрохимический режим, исходя из особенностей почвенно-геохимического строения их водосборных территорий, значительно различается. Особенно заметно это различие в содержании минеральных солей, определяющих жесткость воды, в первую очередь, в содержании ионов кальция, магния, гидрокарбонатов. Показатель жесткости воды в р. Сылве в зимний период достигает 13 мг-экв/л (рис. 1).

С целью изучения механизмов и природы этих колебаний были проведены суточные измерения в 2021 г. с использованием универсального измерительного комплекса MIDAS ECM фирмы Valeport. Прибор был установлен на границе раздела водных масс на отметке 97.5 м БС. Измерялись и анализировались не только колебания удельной электропроводности, температуры, но скорости и направления течения.

Проводимые в течение целого ряда лет исследования показали, что в данной области в течении зимнего периода наблюдается устойчивая вертикальная стратификация водных масс, характерные распределения удельной электропроводности воды исследуемого района в зимний период представлены на рис. 2.

Верхне-Зырянское водохранилище в зоне активного техногенеза. При проектировании этого гидротехнического сооружения не была учтена возможность фильтрационных разгрузок в него высокоминерализованных вод, конструктивно не предусмотрена организация его эффективной промывки при прохождении весеннего половодья. Кроме того, в связи с техническим переоснащением предприятий, переходом на новое оборудование, значительно возросли требования к качеству забираемой воды. Предельно допустимая концентрация (ПДК) хлоридов, рассматриваемых как основной лимитирующий показатель качества воды, для питьевых и культурно-бытовых целей составляет 350 мг/л, для рыбохозяйственного назначения – 300 мг/л, при этом технологический регламент целого ряда промышленных предприятий Соликамско-Березниковского промышленного узла предписывает 100 мг/л.

Комплекс гидрологических и гидрохимических наблюдений, выполненных в рамках исследования Верхне-Зырянского водохранилища в 2021 г., включал в себя измерения удельной электропроводности и температуры воды с использованием универсального измерительного комплекса MIDAS ECM фирмы Valeport.

Вычислительные эксперименты, выполненные на основе построенной гидродинамической модели в 3D постановке [Lyubimova et al., 2021], показали, что границы раздела слоев водных масс устойчивы, они сохраняются при действующей конструкции водосбросного устройства даже при



**Рис. 2.** Изменение удельной электропроводности воды по глубине в районе водозабора ЧОС (1 – апрель 2018 г., 2 – марта 2020 г., 3 – январь 2021 г., 4 – апрель 2021 г.).

максимальных расходах воды в период весеннего половодья.

Верхний участок Камского водохранилища в зоне переменного подпора в районе г. Березники. Данный участок Камского водохранилища в районе г. Березники находится в зоне переменного подпора от Камской ГЭС. Зона выклинивания подпора здесь при сработке водохранилища перемещается вниз по течению, как правило, это наблюдается в период предвесенней сработки уровня. В этом районе период естественного режима уровня составляет от 1 до 3,5 месяца. При уровнях близких к нормальному подпорному уровню (НПУ) подпор выклинивается на 50-70 км выше по течению - до п. Керчево. В период стояния уровня воды при отметках близких к НПУ, уровень воды и уклоны на данном участке водохранилища изменяются сравнительно плавно, при этом в большей мере они зависят от характера изменения стока воды р. Камы и в меньшей степени от режима регулирования. В период пониженных уровней наблюдаются резкие изменения уклонов водной поверхности.

Для анализа были использованы материалы 2021—2022 гг., которые включали в себя результаты отбора проб воды с частотой 4 раза в сутки, уклоны водной поверхности на исследуемом участке водного объекта с частотой измерений 1/сутки, измерения. В ходе данного исследования было обнаружено, что в отличие от ситуации, наблюдаемой в Камском водохранилище на участке Чусовского плеса [Лепихин и др. 2021], описанной выше, когда вертикальная неоднородность водных масс наблюдается в течение всего зимнего периода, на данном участке Камского водохранилища вертикальная неоднородность водных масс может отмечаться лишь периодически в летний период, в течение непродолжительного промежутка времени.

Для анализа, описания рассматриваемых процессов используется сопряженная система гидродинамических моделей в 1D, 2D, 3D постановках [Любимова и др., 2022]. Использование такого громоздкого подхода связано с крайней ограниченностью как действующей наблюдательной сети, так и доступных ресурсов вычисленных средств.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности формирования вертикальной плотностной стратификации и слоя скачка плотности на участке слияния двух находящихся в подпоре рек Чусовой и Сылвы были обсуждены в работе [Любимова и др., 2014] на основе

2024

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4

сопряжения материалов полевых исследований и вычислительных экспериментов в 3D постановке, выполненных в негидростатическом приближении.

Характерной, весьма интересной особенностью рассматриваемого явления является то, что вертикальная отметка расположения границы раздела водных масс (слой скачка) стабильна даже при условиях существенной сработки водохранилища. Так в 2021 году при сработке уровня воды водохранилища на 2.89 м ниже НПУ, положение границы разделы водных масс (слоя скачка) практически не изменилась.

В первом приближении, исходя из балансовых оценок, уровень границы раздела (слой скачка) оценивается следующим соотношением:

$$H_{c\kappa}(t) = \frac{K_{c\prime}(t)}{1 + K_{c\prime}(t)} \cdot H(t), \qquad (4)$$

где  $H_{ck}(t)$  – глубина «слоя скачка», H(t) – характерная глубина водохранилища в районе ЧОС,  $K_{cq} = Q_c(t)/Q_q(t)$ , где  $Q_c(t)$ ,  $Q_q(t)$  – расход воды, соответственно, в реках Сылва и Чусовая.

Специфической особенностью водосборной территории р. Сылвы является ее очень высокая закарстованность. Как следствие, снижение расходов воды в зимний период в данном водотоке происходит медленнее, чем в р. Чусовой, параметр

$$\frac{K_{cu}(t)}{1+K_{cu}(t)}$$

возрастает в период с декабря по апрель, компенсируя, в определенной мере, в соотношении (4) снижение уровня воды в Камском водохранилище, вследствие его зимней сработки, что обеспечивает стабильность «слоя скачка».

Наличие существенной стратификации водных масс (вертикальный градиент электропроводности более 0.15 мСм/см/м) со стабильным расположением границы раздела водных масс в условиях повышенной жесткости забираемой воды на действующем водозаборе обусловило интерес к использованию данного эффекта для повышения эффективности системы водоснабжения г. Перми [Лепихин, 2017]. Так как на рассматриваемом водозаборе конструкционно было определено нижнее придонное расположение водозаборных окон для отсечения поступления из придонных горизонтов более плотной, более минерализованной воды, характеризующейся повышенной жесткостью, было предложено использование донных барьеров. Их конструктивные особенности и достигаемый при их реализации эффект рассматриваются в [Lyubimova et al., 2014]. В целом опыт селективного отбора проб воды с использованием донных барьеров позволил более чем в 2 раза снизить жесткость забираемой воды, обеспечив ее нормативное качество.

В то же время опыт эксплуатации данного селективного забора воды заставляет обращать внимание на эффекты, которые ранее игнорировались. При достаточной устойчивости расположения границы раздела водных масс в сезонном масштабе они характеризуются мелкомасштабными колебаниями. Как показали выполненные измерения, скорость течения (рис. 3) и ее направление характеризуются значительной внутрисуточной изменчивостью.

Колебания модуля скорости в течение суток, как показано на рис. 3, составляют от 0.01 до 0.08 м/с. Наблюдаемые изменения связаны с определенными фазами прохождения прямых и обратных волн, вызванных внутрисуточной неравномерностью попусков через КамГЭС [Luybimova et al., 2020].

Режим сброса воды через плотину Камской ГЭС влияет не только на гидродинамику верхнего бьефа водохранилища, но и на качество забираемой на водозаборе воды. Существенный интерес представляют совмещенные значения расходов сброса воды через плотину КамГЭС (с часовым осреднением) и жесткости забираемой воды на ЧОС (рис. 4). Они наглядно демонстрируют роль попусков ГЭС в формировании гидродинамики водохранилища в районе оголовков водозабора, что значимо отражается на колебаниях качества (жесткости) воды, забираемой на водозаборе ЧОС. Для построения зависимости были использованы результаты многолетних полевых измерений и гидрохимических анализов, выполненных на водозаборе. На основании этих материалов была получена зависимость между жесткостью воды и электропроводностью с теснотой связи около 0.85-0.9.

Выполненные исследования показали, что в зоне слияния рек, характеризующихся различающимся гидрохимическим режимом и находящихся в подпоре от нижерасположенной ГЭС, может формироваться устойчивая стратификация водных масс, при этом на границу раздела

2024

**№** 4



Рис. 3. Изменение модуля скорости течения по времени на отметке 97.5 м БС.



**Рис.** 4. Совмещенные хронологические графики расходов воды в нижний бьеф Камского гидроузла (2) и жесткости забираемой воды на ЧОС (1) (при существенной внутрисуточной неравномерности работы ГЭС).

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

водных масс может оказывать влияние и режим работы ГЭС.

Хотя данная схема формирования вертикальной неоднородности водных масс имеет очень существенное значение для обеспечения устойчивого функционирования систем водообеспечения, она достаточно экзотична. В зонах активного техногенеза схема формирования вертикальной стратификации водных масс принципиально другая.

Комплекс гидрологических и гидрохимических наблюдений Верхне-Зырянского водохранилища в зоне активного техногенеза показал, что минерализация воды, включающая основные макрокомпоненты, в первую очередь, хлориды, кальций, магний, калий, натрий, а соответственно, и удельная электропроводность воды неоднородны по глубине потока (рис. 5). Как следует из рисунка 5, содержание макрокомпонентов в поверхностных горизонтах водохранилища на порядок меньше, чем в придонном слое. Детальные кондуктометрические съемки показали, что максимальная удельная электропроводность воды наблюдается в затопленном старом русле реки.

При этом так называемый «слой скачка» – граница раздела водных масс, на котором происходит резкое изменение регистрируемой величины (электропроводности), находится на одной глубине. Эта особенность водных масс является дополнительным фактором, способствующим формированию устойчивой вертикальной стратификации.

Так как при проектировании водохранилища не были предусмотрены донные водосливы, их промывка в весенний период невозможна. Как показали натурные наблюдения и выполненные вычислительные эксперименты [Lyubimova et al., 2021] при пропуске весеннего половодья «свежая» (паводковая), менее плотная вода «скользит» по более плотной воде, располагаемой в придонном слое. Поэтому забор воды, должен осуществляться из слоя, находящегося выше порога водослива. Этот слой воды, согласно результатам выполненных работ, в течение года активно промывается, в нем не наблюдается устойчивого роста минерализации.

Более сложный характер имеет вертикальная стратификация водных масс, наблюдаемая в Камском водохранилище в летний период в районе г. Березники. В зимний период как на фоновых, так и мониторинговых вертикалях, расположенных вблизи оголовков водозаборов, наблюдается устойчивая вертикальная однородность водных масс [Богомолов и др, 2021]. Если на фоновых станциях в летний период вертикальная однород-



Рис. 5. Поперечный профиль распределения удельной электропроводности воды вдоль старого русла реки Зырянки.



Рис. 6. Распределение по глубине удельной электропроводности воды на вертикале (вблизи оголовка водозабора).

ность водных масс сохранялась, то на станциях вблизи водозаборных оголовков в отдельные периоды наблюдается очень существенная вертикальная неоднородность водных масс (рис. 6), также данный эффект отмечается на хронологических графиках колебаний содержания хлоридов в воде, забираемой через глубинный водозабор (рис. 7).

Выполненный сопряженный комплекс натурных и вычислительных экспериментов позволил установить причину наблюдаемого явления. В зимний период, вследствие значительного снижения уровней воды в водохранилище, в нем наблюдаются скорости течения, достаточные для обеспечения эффективного вертикального перемешивания водных масс. В летний период при нормальном заполнении водохранилища глубина увеличивается примерно до 8 м, при этом скорость течения снижается практически на один порядок даже при прохождении более высоких расходов воды, чем в зимний период. При снижении скорости течения ниже критической величины, при которой Fr<1, в придонной области начинает формироваться зона повышенной минерализации водных масс.

### выводы

В водохранилищах, характеризующихся малыми скоростями течений при числах Рейнольдса Re>1 или плотностных числах Фруда Fr<1, могут формироваться существенные вертикальные неоднородности водных масс. Наибольший ин-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА



**Рис.** 7. Хронологические графики измеренных значений концентраций хлоридов в забираемой воде на водозаборе АО «БСЗ» (1) и уклона водной поверхности на рассматриваемом участке (2) в 2021 г. (а) и 2022 г. (б).

том 60 № 4 2024

терес, в первую очередь, для обеспечения питьевого и технического водоснабжения представляет ситуация, когда плотностная неоднородность обусловливается неравномерностью распределения по сечению потока минерализации воды. При этом факторы, обуславливающие поступление вод с повышенной минерализацией, могут быть различными, как при впадении рек с отличной минерализацией, чем в самом водохранилище, так и фильтрационная разгрузка подземных вод различного генезиса, что характерно для зон активного техногенеза.

Как показали выполненные исследования, внутрисуточная неравномерность работы ГЭС может отражаться на колебаниях границы раздела водных масс, что необходимо учитывать при организации оптимальных схем использования водохранилищ.

При создании водохранилищ в районе зон активного техногенеза необходимо предусматривать возможность их эффективной промывки во время прохождения весеннего половодья. В противном случае в придонной области может наблюдаться неуклонный рост минерализации воды, что принципиально затрудняет их практическое использование для целей водоснабжения.

Верхние части крупных водохранилищ, находящихся в зонах переменного подпора, весьма чувствительны к изменению гидрологического режима. На этих участках, а также на участках водохранилищ, расположенных в зонах активного техногенеза, в отдельные периоды при уровнях воды близких к НПУ может наблюдаться существенная стратификация водных масс, принципиально влияющая на характер их водопользования. При этом действующая в настоящее время система наблюдений Росгидромета за состоянием водохранилищ не способна выявить данные эффекты.

Для повышения устойчивости систем водоснабжения на подобных водных объектах необходима оценка условий формирования вертикальной неоднородности водных масс и их учет при проектировании водозаборных сооружений.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке Правительства Пермского края в рамках Научного проекта № С-26/828 и Министерства Науки и Высшего образования РФ (Тема № 121031700169-1).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абакумов М. В., Ахметьев Н. П., Бреховских В. Ф. и др. Иваньковское водохранилище: Современное состояние и проблемы охраны. М.: Наука, 2000. 344 с.
- Анцыферов С. М., Косьян Р. Д. Взвешенные наносы в верхней части шельфа. М.: Наука, 1996. 224 с.
- Богомолов А. В., Лепихин А. П., Ляхин Ю. С., Гребенева М. Г. Особенности колебаний вертикальных структур полей минерализации в Камском водохранилище в период летней межени в районе г. Березники // Горное эхо. 2021. № 4 (85). С. 3–11.
- Квон Д. В., Квон В. И. Численный расчет термического режима Телецкого озера с учетом сжимаемости воды // Метеорология и гидрология. 1999. № 10. С. 96–102.
- Кременецкий В. В., Рыкунов Л. Н., Самолюбов Б. И. Циркуляционное плотностное течение // ДАН. Сер. Геофизика. 1997. Т. 357. № 4. С. 539–541.
- Лепихин А. П., Богомолов А. В., Ляхин Ю. С. К особенности формирования качества воды р. Камы (Камского водохранилища) в зимний период в районе г. Березники // Горное эхо. 2022. № 1 (86). С. 13–25.
- Лепихин А. П., Возняк А.А., Любимова Т. П., Паршакова Я. Н., Ляхин Ю. С., Богомолов А. В. Исследование особенностей формирования и масштабов диффузного загрязнения, сформированного крупными промышленными комплексами, на примере Соликамско-Березниковского промузла // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 5. С. 560–566.
- Любимова Т. П., Лепихин А. П., Паршакова Я. Н., Богомолов А. В., Ляхин Ю. С. Влияние на качество отбираемой воды нестационарности скоростного режима водного объекта при наличии в нем плотностной стратификации // Вычислительная механика сплошных сред. 2022. Т. 15. № 2. С. 133–144.
- *Пуклаков В. В.* Роль плотностных течений во внутреннем водообмене водохранилища // Водные ресурсы. 1999. Т. 26. № 2. С. 161–169.
- Самохвалов Б. И. Плотностные течения и диффузия примесей. М: ЛКИ, 2007. 350 с.
- Эдельштейн К. К. Водные массы долинных водохранилищ. М.: МГУ, 1991. 176 с.
- Becker, V., Caputo, L., Ordóñez, J., Marcé, R., Armengol, J., Crossetti, L. O., & Huszar, V.L. Driving factors of the phytoplankton functional groups in a deep Mediterranean reservoir // Water Research. 2010. V. 44. № 11. P. 3345–3354.
- Cantin, A., Beisner, B. E., Gunn, J. M., Prairie, Y. T., & Winter, J. G. Effects of thermocline deepening on lake plankton communities // Canadian Journal of Fisheries Aquatic Sciences. 2011. V. 68. № 2. P. 260–276.
- *Chen, X., Wang, X., Wu, D., He, S., Kong, H., & Kawabata, Z.* Seasonal variation of mixing depth and its influence on phytoplankton dynamics in the Zeya reservoir, China // Limnology. 2009. V. 10. № 3. P. 159–165.
- Chung, S. W., Hipsey, M. R., & Imberger, J. Modelling the propagation of turbid density inflows into a stratified lake: Daecheong Reservoir, Korea // Environmental

Modelling & Software. 2009. V. 24. № 12. P. 1467–1482. doi:10.1016/j.envsoft.2009.05.016

- *Coates, M. J., & Patterson, J. C.* Unsteady natural convection in a cavity with non-uniform absorption of radiation // Journal of Fluid Mechanics. 1993. V. 256. P. 133–161.
- *Franca M.J.* Density currents: theory and experimental results // Conference: XXXVI School of Hydraulics (http://sh.igf.edu.pl/) At: Jachranka, Poland. 2017.
- Gao, Q., He, G., Fang, H., Bai, S., & Huang, L. Numerical simulation of water age and its potential effects on the water quality in Xiangxi Bay of Three Gorges Reservoir// Journal of Hydrology. 2018.
- *Li, Y., Sun, J., Lin, B., & Liu, Z.* Thermal-hydrodynamic circulations and water fluxes in a tributary bay of the Three Gorges Reservoir // Journal of Hydrology. 2020. 124319.
- Liu, M., Zhang, Y., Shi, K., Zhang, Y., Zhou, Y., Zhu, M., Liu, M. Effects of rainfall on thermal stratification and dissolved oxygen in a deep drinking water reservoir // Hydrological Processes. 2020. V. 34. № 15. P. 3387– 3399. doi:10.1002/hyp.13826
- *Lyubimova T., Konovalov V., Parshakova Y., Lepikhin A., Tiunov A.* Formation of the density currents in the zone of confluence of two rivers // Journal of Hydrology. 2014. T. 508. C. 328–342.
- Lyubimova T. P. Lepikhin A.P, Parshakova Y. N., Bogomolov A. V. Coherent structures at the interface between water masses of confluent rivers // Water. 2022. V. 14. № 8. P. 1308.
- Lyubimova T., Lepikhin A., Parshakova Y., Bogomolov A., Lyakhin Y. The influence of intra-day non-uniformity of operation of large hydroelectric powerplants on the performance stability of water intakes located in their upper pools // Water. 2021. V. 13. № 24. P. 3577.
- Lyubimova T., Lepikhin A., Parshakova Y., Bogomolov A., Lyakhin Y., Tiunov A. Peculiarities of hydrodynamics of small surface water bodies in zones of active technogenesis (on the example of the Verkhne-Zyryansk reservoir, Russia) // Water. 2021. V. 13. № 12. P. 1638.
- Lyubimova T., Parshakova Y., Lepikhin A., Lyakhin Y., TiunovA. The effect of unsteady water discharge through dams of hydroelectric power plants on hydrodynamic regimes of the upper pools of waterworks // Water. 2020. V. 12. № 5. P. 1336.

- Morovati, K., Tian, F., Kummu, M., Shi, L., Tudaji, M., Nakhaei, P., & Olivares, M.A. Contributions from Climate Variation and Human Activities to Flow Regime Change of Tonle Sap Lake from 2001 to 2020 // Journal of Hydrology. 2022. 128800.
- Munoz, D. H., Constantinescu, G., Rhoads, B., Lewis, Q., & Sukhodolov, A. Density Effects at a Concordant Bed Natural River Confluence // Water Resources Research. 2020. V. 56. № 4.
- Noori, R., Tian, F., Ni, G., Bhattarai, R., Hooshyaripor, F., & Klove, B. ThSSim: A novel tool for simulation of reservoir thermal stratification // Sci Rep. 2019. V. 9. № 1. P. 18524. doi:10.1038/s41598-019-54433-2
- Saber, A., James, D. E., & Hayes, D. F. Effects of seasonal fluctuations of surface heat flux and wind stress on mixing and vertical diffusivity of water column in deep lakes // Advances in Water Resources. 2018. V. 119. P. 150–163. doi:10.1016/j.advwatres.2018.07.006
- Simpson, J. H., Woolway, R. I., Scannell, B., Austin, M. J., Powell, B., & Maberly, S. C. The Annual Cycle of Energy Input, Modal Excitation and Physical Plus Biogenic Turbulent Dissipation in a Temperate Lake // Water Resources Research. 2021. V. 57. № 6. doi:10.1029/2020wr029441
- Webster, C. A. G. An experimental study of turbulence in a density-stratified shear flow // Journal of Fluid Mechanics. 2006. V. 19. № 2. doi:10.1017/ s0022112064000672
- Woolway, R. I., & Merchant, C.J. Amplified surface temperature response of cold, deep lakes to interannual air temperature variability // Sci Rep. 2017. V. 7. № 1. P. 4130. doi:10.1038/s41598-017-04058-0
- Xie, Q., Liu, Z., Fang, X., Chen, Y., Li, C., & MacIntyre, S. Understanding the Temperature Variations and Thermal Structure of a Subtropical Deep River-Run Reservoir before and after Impoundment // Water. 2017. V. 9. № 8. P. 603. doi:10.3390/w9080603
- Yang, L., Liu, D., Huang, Y., Yang, Z., Ji, D., & Song, L. Isotope analysis of the nutrient supply in Xiangxi Bay of the Three Gorges Reservoir // Ecological Engineering. 2015. V. 77. P. 65–73. doi:10.1016/j.ecoleng.2015.01.013
- Zhang, Y., Wu, Z., Liu, M., He, J., & Yu, Z. Thermal structure and response to long-term climatic changes in Lake Qiandaohu, a deep subtropical reservoir in China // Limnology Oceanography. 2014. V. 59. № 4. P. 1193–1202.

# DENSITY EFFECTS OF DIFFERENT GENESIS IN LOWLAND RESERVOIRS A. P. Lepikhin<sup>1,\*</sup>, T. P. Lyubimova<sup>2</sup>, A. V. Bogomolov<sup>1</sup>, Yu. S. Lyakhin<sup>1</sup>, Ya. N. Parshakova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Kama branch, Perm, Russia <sup>2</sup>Institute of Continuous Media Mechanics of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm, Russia

\*e-mail: lepihin49@mail.ru

Features of formation of vertical stratification of water masses in reservoirs caused by heterogeneity of distribution of water mineralization are considered. These effects with different genesis are considered on the example of three specific significantly different water bodies. As a first example, the Kama reservoir in the confluence of the Sylva and Chusovaya rivers is considered, characterized in winter by a significantly different hydrochemical regime. In the zone of their confluence in winter, vertical stratification of water masses is formed, which is used to significantly reduce the rigidity of water masses. It has been shown that the intra-day unevenness of the operation of the Kama hydroelectric power station significantly affects the fluctuations in the boundary of water masses. At the same time, the position of the water mass interface itself is very stable relative to the seasonal operation of the reservoir. As a second example, a small reservoir located in the zone of active technogenesis is considered, characterized by filtration discharges of highly mineralized groundwater. If the observed stratification of water masses in these examples is quite stable during the whole season, then in the third considered example – the Kama reservoir in the area of Berezniki, located in the zone of support pinching out, it is very short-lived, it can only be observed for several days. Despite its relative short duration, it is very significant for ensuring a sustainable water supply. Factors determining duration of observation of vertical heterogeneity of water masses of water bodies are considered.

Keywords: reservoir, stratification, mineralization, water supply stability

УДК 556.047

# ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ И ПОТОКОВ МЕТАНА В РЫБИНСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В РАЗНЫЕ СЕЗОНЫ ГОДА

© 2024 г. В.А. Ломов<sup>а,b,c,\*</sup>, Н.Л. Фролова<sup>а,b</sup>, В.А. Ефимов<sup>а,b</sup>, И.А. Репина<sup>а,c</sup>, Ли Чже<sup>d</sup>, Янг Лю<sup>d</sup>

<sup>а</sup>Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Пыжёвский переулок, 3, Москва, 119017 Россия <sup>b</sup>Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, географический факультет, Ленинские горы, д. 1, Москва, 119991 Россия

<sup>с</sup>НИВЦ МГУ, Лаборатория Суперкомпьютерного моделирования природно-климатических процессов,

<sup>*а*</sup>Чунцинский институт зеленых и интеллектуальных технологий, Китайская академия наук,

266 Fangzheng Avenue, Chongqing, 400714 China

e-mail: lomson620@mail.ru

Поступила в редакцию 05.03.2023 г. После доработки 20.04.2024 г. Принята к публикации 29.05.2024 г.

Исследовано формирование потоков метана в Рыбинском водохранилище, а также изменчивость его содержания в воде на основе несколько полевых кампаний на водоеме в разные сезоны. Рыбинское водохранилище – очень крупное, относительно мелководное, слабопроточное, мезотрофно-эвтрофное, морфологически сложное котловинно-долинное водохранилище многолетнего регулирования стока, созданное на Верхней Волге в 1941 г. Всего выполнен отбор проб воды и воздуха на 71 станциях для определения концентрации метана, который совмещался с зондированием водной толщи. В результате была создана сеть опорных станций, на которых производятся регулярные измерения, а также дополнительные станции на акватории и в устьях рек. Для контроля отбиралась проба воды на гидроагрегатах ГЭС, а также ниже плотины Шекснинской ГЭС в черте г. Рыбинск. В целом для Рыбинского водохранилища характерны относительно невысокие концентрации метана – на большинстве станций среднее содержание растворенного в воде СН, не превышает 20 мкл/л. Наименьшие концентрации наблюдались в зимний период. Потоки метана с поверхности Рыбинского водохранилища варьируют в пределах от 4 до 718 мгС-СН, м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>. Удельные потоки (УП) в измеренные летний период больше, чем измеренные осенью, также летом пространственная изменчивость измеренных потоков более значительна. Значения потоков зависят от стратификации водоема, содержания кислорода в воде, органического вещества в донных отложениях и других факторов. Дегазация метана через плотину существенно меньше потоков с поверхности.

Ключевые слова: метан, удельные потоки метана, содержание метана в воде, водохранилище

**DOI**: 10.31857/S0002351524040101 **EDN:** JGUJWI ВВЕДЕНИЕ

До 20-го века основными источниками парниковых газов с открытой водной поверхности были естественные реки, озера и болота, которые играют важную роль в глобальном углеродном цикле [Dean, 1998; Cole et al., 2007]. Развитие промышленности и городского строительства в последнее столетие привело к возникновению большого количества искусственных водоемов, создаваемых как для нужд энергетики, так и для водоснабжения городов. Оценкам общего поступления метана в атмосферу с водных объектов суши посвящено большое количество отечественных и зарубежных работ, например, [Федоров и др., 2005; Tremblay et al., 2005; Cash et al., 2010; Tortajada et al., 2012; Li and Zhang, 2014; Deemer et al., 2016; Rosentreter et al., 2021]. Согласно докладу IPCC за 2021 г. вклад пресных водоемов в эмиссию метана в атмосферу составляет около 23% от всех источников [Masson-Delmotte et al., 2021].

Появление обширных искусственных водоемов, естественно, внесло вклад в изменение общего углеродного баланса [Tranvik. et al., 2009; Tremblay et al., 2005]. Прежде всего это касается роли водохранилищ как источника поступления метана в атмосферу. В комплексе с другими биохимическими элементами концентрация метана может служить индикатором протекания

д. 1, стр. 4, Москва, 119234 Россия

внутриводоемных биогеохимических процессов и экологического состояния водных экосистем [Федоров и др., 2004, 2005; Fedorov et al., 2015]. При этом общий вклад водохранилищ в эмиссию метана значительно различается по оценкам различных исследований [Li and Zhang, 2014; Deemer et al., 2016; Tremblay et al., 2005 и др.]. Как правило, в таких оценках используется экстраполяция значений эмиссии метана, полученных на одном водном объекте, на определенную территорию и даже климатическую зону. Данный подход не подходит для определения выбросов метана с конкретных водных объектов. Для более точных оценок выбросов метана с определенного водохранилища необходимо проводить ряд полевых наблюдений в разные сезоны года с целью определения временной изменчивости содержания и эмиссии метана. Несмотря на важность этой тематики и многочисленные исследования как гидрологического режима водохранилищ, так и их влияния на природные и климатические характеристики регионов, данных измерений удельного потока метана с отдельных водохранилищ, особенно всесезонных, мало. Из нескольких тысяч созданных водохранилищ данные фактических натурных наблюдений имеются только по нескольким сотням [Rosentreter et al., 2021; Deemer et al., 2016]. Для оценки глобальной эмиссии применяются эмпирические закономерности, основанные на разных факторах, позволяющие лишь приблизительно оценить вклад водохранилищ в общую эмиссию метана. Наибольшее количество полевых наблюдений за концентрацией и эмиссией парниковых газов, в частности, метана, накоплено для водоемов Канады, США, Бразилии, Китая. В табл. 1 приведены сведения о концентрациях и потоках метана в 4 водохранилищах Китая, на которых были проведены наиболее детальные исследования пространственно-временной изменчивости УП метана.

Кроме того, в существующих обзорах и количественных оценках присутствуют сведения и об эмиссии с водохранилищ России, Индии, Юго-Восточной Азии, однако, в мировых базах данных информации о водных объектах этих регионов значительно меньше.

В России исследования водохранилищ как источника парниковых газов начались еще в середине прошлого века [Сорокин, 1960; Балабанова, 1961]. Среди работ российских исследователей необходимо отметить труды А. Н. Дзюбана [Дзюбан, 1998, 1999, 2002, 2004, 2010, 2011, 2012а, 2012б] по исследованию основных закономерностей цикла метана в донных отложениях разнотипных водоемов. Исследования, проводимые в Южном федеральном университете [Федоров и др., 2004, 2005; Fedorov et al., 2015; Гарькуша и Федоров, 2021] охватывают результаты лишь отдельных краткосрочных экспедиций на отдельных водохранилищах Юга России.

Международные исследования, проведенные на многих водохранилищах мира, также показали значительные различия в содержании и эмиссии парниковых газов [McCully, 2016] даже в пределах одной климатической зоны. Многочисленные зарубежные публикации приводят сведения о характерных значениях эмиссии парниковых газов с водохранилищ, классифицируя их преимущественно в соответствии с географическим положением, возрастом, трофическим статусом и морфологическим типом, например, в [Tranvik. et al., 2009; Tremblay et al., 2005; Diem, 2016; Soumis et al., 2004; Rosentreter et al., 2021]. Но для численного моделирования гидрохимического режима водоема необходимы сведения о пространственном и временном изменении как содержания растворенных газов в толще воды, так и их эмиссии,

	Коорд	инаты	Площадь	Климатическая	Концентрации метана, мкл/л			УП метана, мгС-СН <sub>4</sub> м <sup>-2</sup> сут <sup>-1</sup>		
Водный объект	N	E	KM <sup>2</sup>	зона	Мин	Макс	Сред	Мин	Макс	Сред
Силоду (Xiluodu)	28.00	103.01	134	Умеренная	0.15	16.75	1.24	0.44	20.27	4.37
Сяцзяба (Xiajiaba)	28.01	104.01	95.6	Умеренная	0.02	16.88	1.72	0.88	9.74	3.78
Шицзитань (Shizitan)	29.91	107.25	65.6	Умеренная	0.43	4.37	1.75	1.19	28.24	6.69
Три ущелья (Three Gorges)	30.82	111.01	1084	Умеренная	0.18	117.1	4.69	0.15	147.02	13.34

Таблица 1. Сведения о концентрациях и УП метана на 4 водохранилищах Китая

и, что весьма важно, о гидрологическом режиме водоема и его взаимодействии с атмосферой.

Метан в водохранилище – это результат анаэробного разложения органического вещества в донных отложениях [Федоров и др., 2004, 2005]. Основные пути образования метана – гидрогенотрофный (когда метаногены используют в качестве восстановителя водород) и ацетокластический (метаногенами используются ацетат) [Gruca-Rokosz and Tomaszek, 2016; Bazhin, 2003]. Он может попадать в атмосферу в виде двух основных составляющих потока – диффузионного и пузырькового. Диффузионный поток имеет низкую скорость и зависит в основном от разницы концентраций метана в соседних водных горизонтах. Кроме того, значительная его часть может быть окислена в водной толще при попадании в слой, насыщенный кислородом. При таких условиях до 90% диффузионного потока может быть окислено метанотрофными микроорганизмами [Guerin and Abril, 2007]. Пузырьковый поток возникает при перенасыщении воды или порового раствора донных отложений метаном [Miller et al., 2017]. Он быстрее достигает поверхности воды и менее подвержен окислению. Окисление может происходить при растворении пузырьков в воде [Ostrovsky et al., 2008]. Кроме того, на пузырьковый поток в значительной степени оказывает влияние давление – при резком изменении атмосферного или гидростатического давления (например, падение уровня воды в водохранилище при сбросах) пузырьковый поток может резко интенсифицироваться [Harrison et al., 2016].

Исследования масштабов эмиссии парниковых газов на акваториях водохранилищ проводятся с учетом как диффузионного, так и пузырькового потоков [Tremblay et al., 2005; Fedorov et al., 2015; Demarty et al., 2009]. В настоящее время за рубежом изучается вопрос о возможной дегазации при прохождении потока воды через турбины гидроэлектростанций и плотины (например, [Rosa and Schaeffer, 1994; Rudd et al., 1993; Fearnside, 2006]). Несмотря на значительное количество гидротехнических сооружений, подобные исследования в нашей стране практически отсутствуют.

В работе, посвященной влиянию водохранилищ на окружающую среду [Tortajada et al., 2012], проведена глобальная оценка эмиссии метана с поверхности водохранилищ мира по значениям, полученным на основе полевых данных на 800 водных объектах, включая озера. Все эти водоемы разделялись на четыре основные типа по географическому положению: бореальный (или северный), умеренный, субтропический и тропический. После чего для оценки глобальной эмиссии метана с водохранилищ мира проводилась экстраполяция средних для каждого типа водоемов значений на все водохранилища, а далее выполнялся анализ полученных результатов распределения значений суммарной эмиссии в этих типах водоемов. Наибольшие значения эмиссии метана характерны для водохранилищ, расположенных ближе к экватору [Deemer et al., 2016; Bastviken et al., 2011; Tortajada et al., 2012; Deemer and Holgerson, 2021]. Это связано с более теплым климатом, благоприятным для развития метаногенных микроорганизмов – основных источников разложения органического вещества в донных отложениях при отсутствии кислорода и, как следствие, образованию метана и его накоплению в поровом растворе донных отложений и в толще воды при аноксидных условиях, что способствует интенсификации его потоков в атмосферу. Тем не менее, внутри каждой из четырех групп водохранилищ есть большой разброс в значениях. Например, измерения на Можайском водохранилище [Гречушникова и др., 2018], охватившие несколько сезонов, показали, что на слабопроточном мезотрофно-эвтрофном водохранилище умеренной зоны удельный поток метана близок к максимальным значениям для водоемов умеренной зоны по оценкам, представленным в работе, описанной выше [Tortajada et al., 2012] и имеет значительную межгодовую и межсезонную изменчивость. Связано это с тем, что на эмиссию метана влияет очень много других факторов (например, возраст водохранилища, проточность и др.), поэтому оценивать ее с хорошей точностью, опираясь только на данные о географическом положении, невозможно [Li and Zhang, 2014; Tremblay et al., 2005].

Кроме вертикальных потоков метана в водохранилищах возможны также и горизонтальный перенос — это приток метана с речными водами и выбросы метана при дегазации воды в нижний бьеф гидроузлов. Последнее особенно важно учитывать для больших водохранилищ, так как дегазация зависит от расхода воды через плотину. В глубоких водохранилищах тропического пояса с высоким коэффициентом водообмена дегазация может достигать 70% от общего потока метана в атмосферу [Kemenes et al., 2016].

Таким образом, формирование потоков метана в водохранилище, а также изменчивость его содержания в воде – достаточно комплексные процессы, на которые оказывают влияние многие факторы водной экосистемы и окружающей среды: температурный и кислородный режим, плотностная стратификация, синоптические условия, возраст и проточность водохранилища. Поэтому для более лучшего понимания годового цикла метана в водохранилищах необходимо провести несколько полевых кампаний на водоеме в разные сезоны. Такие измерения были проведены на Рыбинском водохранилище осенью 2021 г., зимой, весной и летом 2022 г., зимой 2023 г. Целью данной работы является выявление закономерностей динамики содержания метана в воде и оценка эмиссии метана с Рыбинского водохранилища в разные сезоны года.

### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ры́бинское водохранилище – часть Волжско-Камского каскада водохранилищ, образовано плотиной Рыбинской ГЭС. Заполнение водохранилища до проектной отметки нормального подпорного уровня (НПУ) происходило достаточно долгий период, в 1941—1947 гг., что связано как с маловодным периодом стока Волги, так и условиями военного времени.

Водохранилище создано на водораздельных территориях трёх крупных рек — Волги, Мологи и Шексны, что предопределило его основные морфолого-морфометрические параметры. Котловинно-долинное водохранилище является основным регулятором стока Верхней Волги (коэффициент регулирования 0,61), осуществляя неполное многолетнее регулирование стока.

Нормальный подпорный уровень (НПУ) и уровень мёртвого объёма (УМО) водохранилища составляют 102 м и 97,1 м соответственно. Полный объём при НПУ – 25420 млн м<sup>3</sup>, полезный объём – 16670 млн м<sup>3</sup>. Площадь зеркала водохранилища при НПУ и УМО – 4550 км<sup>2</sup> и 2385 км<sup>2</sup> соответственно. Длина 250 км (от Угличского до Шекснинского гидроузла); максимальная ширина 56 км; средняя глубина 5,6 м, максимальная 30,4 м; протяжённость береговой линии 2,47 тыс. км. Расстояние от г. Углича до г. Рыбинска по судовому ходу 112 км. Коэффициент водообмена в разные по водности годы изменяется от 1,2 до 2,6 раз в год. Уровень колебаний воды в течение года до 4,9 м. Полезный объем Рыбинского водохранилища составляет ~0.4 среднего объема притока за многолетний период. Он позволяет осуществлять многолетнее, сезонное, недельное и суточное регулирование в интересах различных водопользователей, а также обеспечение безопасности гидротехнических сооружений [Литвинов и Рощупко, 2007].

В период летне-осенней межени водные ресурсы водохранилища обеспечивают навигационные попуски в нижний бьеф и выполнение диспетчерского графика, соответствующего колебаниям нагрузки энергосистемы. Перед установлением ледостава по возможности не допускается повышение уровня воды в целях предотвращения захода рыбы на зимовку в осушенные летом мелководья. В зимний период водные ресурсы Рыбинского водохранилища используются в интересах энергосистемы, обеспечивая, в зависимости от ожидаемого объема притока, регламентирующие уровни к началу половодья.

Основную роль в приходной части водного баланса Рыбинского водохранилища за анализируемый период играет поверхностный приток — 32,84 км<sup>3</sup> (93,3%). Осадки на зеркало водохранилища составляют 2,35 км<sup>3</sup> (6,7%). В расходной части сток через плотину и ГЭС составляет 32,73 км<sup>3</sup> (95,48%), испарение — 1,55 км<sup>3</sup> (4,5%) [Литвинов и Степанова, 2015].

Исследования концентрации метана в воде Рыбинского водохранилища и его притоков проводились и ранее. В первую очередь отметим работы А.Н.Дзюбана [Дзюбан, 1998, 1999, 2002, 2004, 2010, 2011, 2012а, б]. Им изучены процессы цикла СН, и деструкции органического вещества в донных отложениях на отдельных участках Рыбинского водохранилища. Он показал, что наибольшая концентрация характерна для р. Шексны в районе г. Череповец – 66 мклСН,/л, такие значения связаны скорее всего с антропогенным загрязнением Шексны. Здесь источник поступления СН, в водную массу – не только иловой метаногенез (автохтонный СН<sub>4</sub>), но также хозяйственные, особенно нефтяные отходы (аллохтонный источник) [Дзюбан, 2011].

В притоках Рыбинского водохранилища, испытывающих слабое или умеренное загрязнение (например, р. Согожа, Ухра) содержание СН<sub>4</sub> не-

549

Таблица 2. Сроки проведения и количество станций наблюдений в ходе полевых кампаний на Рыбинском водохранилище

Сезон	Даты	Количество станций измерений
осень	12.09.2021-16.09.2021	14
зима	27.01.2022-5.02.2022	26
весна	31.03.2022-3.04.2022	11
лето	7.08.2022-12.08.2022	20

велико — 13—16 мклСН<sub>4</sub>/л, но оно более высокое по сравнению с верхними и приплотинными участками водохранилища, что может быть объяснено активным осаждением здесь органических веществ, выносимых речными водами, к тому же, как правило, более насыщенных метаном.

В работе [Аверина и др., 2022] приведены результаты зимней студенческой экспедиции кафедры гидрологии суши МГУ, посвященной оценке общего содержания метана в Рыбинском водохранилище в зимний период и расчету отдельных составляющих баланса метана.

Изучение концентраций метана в водах Рыбинского Водохранилища проводилось во время полевых выездов в разные сезоны года. Периоды их проведения указаны в табл. 2. Всего выполнен отбор проб воды и воздуха на 71 станции для определения концентрации метана, который совмещался с зондированием водной толщи и отбором проб донных отложений. В результате была создана сеть опорных станций, на которых производятся регулярные измерения, а также дополнительные станции на акватории и в устьях рек. Для контроля уровня дегазации при проходе воды через плотину отбираются пробы воды на гидроагрегатах ГЭС, а также ниже плотины Шекснинской ГЭС в черте г. Рыбинск (рис. 1).

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Во время экспедиционных работ проводился отбор проб на содержание метана в толще воды, на ряде станций устанавливалась донная камера для определения потока метана на границе «донные отложения — вода». Концентрации метана в воде определялись по методу headspace [Gash et al., 2010]. Пробы отбирались в зависимости от температурной стратификации водной толщи на станции измерения. Основными горизонтами отбора были поверхность (0,5 м) и придонный горизонт (0,5 м ото дна). В ряде случаев отбирались пробы и на других глубинах. В зимний период особое внимание уделялось подледному горизонту и особенностям накопления метана подо льдом.

Попутно отбирались пробы донного грунта и пробы воды на содержание фосфора. Проводились измерения глубины, зимой – толщины льда, плотности и высоты снежного покрова на льду. Отбирались керны льда с их последующим описанием. В водной толще измерялись профили температуры, электропроводности, концентрации кислорода, pH. Для измерений использовались: кондуктометры YSIPro30, YSIProPlus, гидрологический зонд CastAway, а также оптический оксиметр YSIProODO и портативные pH-метры. Для анализа проб на биогенные элементы использовался полевой спектрофотометр Hannah hi83203.

Метеорологические данные во время работы на станции фиксировались с использованием портативной метеостанции.

Измерения удельных потоков метана проводились с помощью метода «плавучих камер» [Gash et al., 2010; Bastviken et al., 2011] (рис. 2). Время экспозиции составляло от 20 минут до 1 часа, для более точных результатов на станциях проводилось несколько повторностей измерения. При наличии ледяного покрова зимой 2022 и 2023 гг. были проведены эксперименты по определению потоков метана на границе «донные отложения – вода» с помощью донной камеры (рис. 1).

Принцип работы донной камеры аналогичен камерному методу для измерения потока с водной поверхности в атмосферу: проба воды из донной камеры отбиралась в начале и в конце эксперимента (время экспозиции донной камеры составляло около 1.5 часа), и по разнице концентраций определялся удельный поток метана из донных отложений.

Дегазация метана при сбросах воды в нижний бьеф рассчитывалась балансовым методом [Kemenes et al., 2016]. Разница концентрации метана в верхнем бьефе гидроузла и нижнем умноженная на расход воды принималась за величину выброса метана при дегазации.

Для определения концентрации метана в полученных пробах использовался газовый хроматограф Хроматэк-Кристалл 5000.2 производства ЗАО Хроматэк (г. Йошкар-Ола) с пламенно-ионизационным детектором. Определение содержания метана в каждой пробе проводилось в трех-

2024

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4



**Рис. 1.** Схема расположения станций пробоотбора на Рыбинском водохранилище в периоды экспедиций 2021–2022 гг. и зоны водохранилища с различными диапазонами глубин.

кратной повторности. Технические параметры хроматографа и условия проведения анализов, следующие: длина хроматографической колонки – 3 м, диаметр – 2 мм, температура пламенно-ионизационного детектора – 150 °С. Объем пробоотборника – 0,250 мл, объем 23 вводимой пробы газа – 3–4 мл. В качестве газа-носителя использовался азот (99,999% чистоты) с расходом 30 мл/мин. Расход водорода – 20 мл/мин, воздуха – 200 мл/мин. Для калибровки хроматографа использовались газовые смеси со следующими концентрациями метана: 0,49 ppm, 5,3 ppm, 10,3 ppm, 100 ppmи 1000 ppm.

Расчет концентрации метана в воде производился по следующей схеме: рассчитывалось парциальное давление метана в пробе (с учетом температуры воды и атмосферного давления при отборе проб), из которого вычиталось парциальное давление газа в воздушной пробе на той же станции. Затем находилось количество молей метана в отобранной пробе по уравнению идеального газа Менделеева-Клайперона n = PV/RT. Для удобства анализа

550



**Рис.** 2. Схема «плавучей камеры» для измерения удельного потока метана на границе «вода – атмосфера» и «донной камеры» для измерения удельных потоков метана на границе «донные отложения – вода».

помимо содержания метана в моль/литр, рассчитывалось содержание в мкл $CH_4/л$ , более распространенное при анализе концентраций метана.

Поток метана из донных отложений рассчитывался по разнице концентраций в начале и в конце экспозиции с учетом точного времени экспозиции донной камеры. Таким образом, был рассчитан поток метана в мгС— $CH_4/M^2$ в сут, так как для сравнения потоков между собой часто используют именно пересчет на долю углерода в молекуле метана.

В ходе весенней полевой кампании была проведена оценка скорости окисления метана. Для этого помимо определения концентрации метана в воде на определенном горизонте, вода с этого же горизонта была отобрана в стеклянную склянку (объем 500 мл), после чего склянка была герметично закрыта. Отобранная проба была помещена в темный непрозрачный чехол, для исключения попадания солнечного света, а также в камеральных условиях хранилась в холодильнике при низкой температуре. Так были соблюдены условия, близкие к условиям в водохранилище в этот период. Время экспозиции такой пробы составляло около 1.5 суток, время наполнения и время снятия

пробы фиксировались с точностью до минуты. По истечению срока экспозиции вода из этой склянки отбиралась на содержание метана методом headspace, описанным выше. Также определялось содержание кислорода в склянке в начале и в конце эксперимента, так как оно было значительное (более 5 мг/л), генерацию метана в образце за время экспозиции можно считать нулевой, так как метан образуется в отсутствии кислорода. Таким образом, по разнице концентрации метана в момент отбора из водного горизонта и из склянки по окончанию экспозиции, можно оценить скорость окисления метана в воде. Стоит отметить, что во избежание дополнительной погрешности определения скорости окисления, отбор пробы на содержание метана из водного горизонта и заполнение склянки для эксперимента проводились из одного батометра.

## ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА ЗА ПЕРИОД ПОЛЕВЫХ КАМПАНИЙ

Изменение уровней воды, притока и расхода за весь анализируемый период (сентябрь 2021 г.— февраль 2023 г.) по данным Русгидро приведено

том 60 № 4 2024


**Рис. 3.** Изменение уровня воды (м), притока ( $M^{3/c}$ ) и расхода через плотину ( $M^{3/c}$ ) (по данным [http://www.rushydro. ru/hydrology/informer/]).

на рис. 3. Зимние съемки приурочены к периоду наибольшей сработки (особенно в конце марта 2022 г.). Наблюдения в августе 2022 г. соответствуют достаточно высокому положению уровню воды в водохранилище. Сравнение данных наблюдений за уровнем воды по посту Мякса за последние три года свидетельствуют о том, что режим уровней воды близок к среднемноголетним условиям в период наполнения водохранилища и значительно большей (примерно на 0,5 м) сработки в летне-осенний и зимний период.

Во время осенней съемки в сентябре 2021 г. изменение температуры отражает общий характер охлаждения воды. Температура воды в водохранилище слабо меняется по акватории водоема и составляет 13,5 °С (в районе д. Вичелово), 14,1 °С в районе нижнего бьефа (Волга) до 11,7 °С в районе д. Прозорово. Температура по вертикали в водохранилище однородна на всех станциях.

В зимний период распределение температуры воды в Рыбинском водохранилище по глубине достаточно характерно для пресноводных водоемов бореальной зоны — на большинстве станций наблюдается выраженная обратная стратификация. Наиболее выраженная стратификация наблюдается на наиболее глубоких станциях со спокойным течением.

Летом для станций характерна прямая температурная стратификация, по-разному выраженная в различных частях водохранилища. На поверхности температура воды составляет 22–23°С, для глубоких станций в придонных слоях температура падает до 21°С, для более мелководных участков температура практически одинакова вследствие ветрового и волнового перемешивания.

Одной из важнейших гидрохимических характеристик любого водного объекта является содержание и изменение с глубиной концентрации растворённого кислорода. Кислородный режим Рыбинского водохранилища определяется как благоприятный на большей части её территории. Около 90% водной массы Рыбинского водохранилища круглый год обеспечены кислородом. Но при этом имеются места с пониженным его содержанием. Так, наиболее бедны кислородом в зимнее время волжский и моложский плёсы, а более насыщен – шекснинский. В район затопленного русла Мологи по мере сработки уровня поступают бедные кислородом болотные и грунтовые воды. Шекснинский участок Рыбинского водохранилища отличается более крупными размерами, меньшей заболоченностью и менее изрезанной береговой линией. В безлёдный период наименее обеспечен кислородом волжский плёс, содержание которого сильно зависит от вышележащего приплотинного участка. Характерные примеры распределения концентраций растворённого в воде кислорода на станциях различной глубины в летний период приведены на



**Рис. 4**. Характерное распределение содержания кислорода в летний период 2022 гг. на станциях различающихся по глубине зон Рыбинского водохранилища.

рис. 4. Летом 2022 г. в поверхностных слоях содержание растворенного кислорода максимально и часто превышает 100%, в дневные часы достигая 125—130%. С глубиной концентрация кислорода закономерно убывает и в придонных слоях составляет 60—70%. Часто концентрация кислорода слабо меняется с глубиной и составляет 80—90%. Но для ряда станций были обнаружены случаи дефицита кислорода в придонных слоях: как и весной это характерно для Волжского плеса и плеса в районе Весьегонска.

Осенью 2021 г. распределение содержания растворенного кислорода по глубине и в пространстве было полностью однородно. Насыщение во всех точках составляет около 100%, а концентрация около 9–10 мг/л. Зимой на поверхности подо льдом, как правило, содержание кислорода довольно высокое – 80–90% и более, ко дну эта величина уменьшается до 40–60%. Основная часть кислорода к плотине поступает с волжским потоком, в то время как воды Шексны характеризуются несколько пониженным его содержанием.

В конце марта 2022 г. в поверхностных слоях на всех станциях содержание растворенного кислорода было около 100%. С глубиной его концентрация уменьшается примерно до 50–60%, в придонных слоях мощностью 1,5–2 м для глубоких станций он падает до 10–30%. Для большинства станций дефицит кислорода в придонных слоях отсутствует.

В качестве примера сезонных изменений рас-

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

пределения температуры и содержания кислорода на вертикали можно рассмотреть наиболее глубокие станции в Волжском плёсе (PB18) и в районе д. Ивановское (PB7). Обе станции находятся над затопленными руслами рек. Измерения на станции PB18 производились во все рассматриваемые периоды, а в районе PB7 весной, летом и зимой 2022 года.

Станция PB18 является наиболее глубокой из рассматриваемых в рамках данного исследования. Она расположена над руслом р. Волга в 1 км от Волжской плотины и шлюзов Рыбинской ГЭС. Глубина в зависимости от уровня воды в водохранилище составила от 12 м зимой до 17,9 м летом. На станции могут отмечаться пониженные концентрации кислорода, вплоть до аноксии в летний период (рис. 5).

В зимний и весенний период содержание кислорода на станции составляет 70–90%-нас. по всей толще воды, что связано как с поздними сроками замерзания водохранилища, так и с наличием сбросов через гидротехнические сооружения и слабым потреблением кислорода гидробионтами. При этом, перед вскрытием содержание кислорода уменьшается на 10% относительно зимы. У дна (17–15м) фиксируется дефицит кислорода – 10-30%-нас. ( $1-2 \text{ мгO}_2/\pi$ ), что может приводить к увеличению потока метана из донных отложений. В летний период концентрации кислорода уменьшаются и уменьшается растворимость из-за



Рис. 5. Содержание растворённого в воде кислорода (мгО<sub>2</sub>/л) (1) и температура воды (С<sup>0)</sup> (2) на станции PB18

возрастания температуры. На станции формируется прямая температурная стратификация, слой температурного скачка размыт и находится на глубине 3–8 м. Здесь же происходит уменьшение концентрации кислорода с 97 до 70%-нас. В придонных слоях фиксируется аноксия из-за отсутствия перемешивания и интенсивного разложения органического вещества. При этом, на поверхности концентрации кислорода достигают 110%-нас. (10 мгO<sub>2</sub>/л) из-за развития фитопланктона. Во время осеннего перемешивания при зондировании концентрация кислорода составляет 93%-нас. (9,8 мгO<sub>2</sub>/л) во всех горизонтах.

Станция PB7, являющаяся репрезентативной для центральной части водохранилища, расположена над затопленным руслом р. Ухра в районе её впадения в р. Шексна. Глубины в районе станции находятся в диапазоне от 9 до 10,5 м в зависимости от уровня воды. Данная станция характеризует обширный участок водохранилища с глубинами более 10 м, расположенный в затопленных долинах рек Шексна, Согожа и Ухра. Измерения на станции проводились в зимний, весенний и летний период 2022 г. (рис. 6).

В зимний и весенний период на станции наблюдается равномерное распределение концентраций кислорода до 5 (зимой) и 3 (весной) метров (менее 90%-нас.; 13,5-14 мгО<sub>2</sub>/л). Это концентрации схожи с распределением кислорода на мелководных участках (глубиной менее 5м) водохранилища. Ниже 5м зимой происходит уменьшение концентрации до 50-70%-нас. (до 9 мгО<sub>2</sub>/л) в результате поступления по русловой ложбине обеднённых кислородом грунтовых вод притоков р. Ухра. Перед весенним вскрытием концентрации кислорода в затопленном русле снижаются до 50%-нас (менее 7,5 мгО<sub>2</sub>/л). В летний период концентрация кислорода также снижается из-за увеличения температуры. При этом, из-за ветрового перемешивания температура воды и концентрации практически не уменьшаются с глубиной. Слой температурного скачка выражен крайне



**Рис.** 6. Содержание растворённого в воде кислорода (мгО<sup>2</sup>/л) (1) и температура воды (С<sup>0)</sup> (2) на станции PB7.

слабо из-за малой глубины водоёма и местоположения станции в центральной части водохранилища. Цветение воды приводит к пресыщению поверхностных слоёв кислородом (113%-нас; 9,8 мгО<sub>2</sub>/л). В придонных горизонтах концентрации составляют 93%-нас.

# СОДЕРЖАНИЕ МЕТАНА В ВОДЕ

Рассмотрим изменчивость содержания метана в Рыбинском водохранилище в различные сезоны. На рис. 7 представлен график распределения средней по вертикали концентрации метана в воде на станциях измерений. В целом для Рыбинсководохранилища характерны относительно ГО невысокие концентрации метана – на большинстве станций среднее содержание растворенного в воде СН, не превышает 20 мкл/л. Наименьшие концентрации наблюдались в зимний период. Это связано с невысокой интенсивностью потока метана из донных отложений из-за низких температур и насыщенности придонной воды кислородом. Удельный поток (УП) метана из донных отложений был измерен на трех станциях: РВ7, РВ11, РВ18 и наибольшее значение было измерено над затопленным руслом реки Ухра (РВ7), которое составило 7.55 мгСН<sub>4</sub>/м<sup>2</sup>в сут. На двух других станциях УП не превышал 1 мг $CH_4/M^2$  в сут.

Кроме того, из-за достаточной аэрированности водной толщи, характерной для начала подледного периода водоема, происходит активное окисление метана. По этой причине накопление метана в воде происходит очень медленно. Однако, как показали результаты измерений, метан может накапливаться в водной толще за период ледостава. Наиболее наглядно это проявляется на станциях PB7, PB11, PB18, PB34, где содержание метана в среднем по вертикали весной в несколько раз превышает зимнее содержание (рис. 8).

Наиболее интенсивное накопление метана происходит в подледном горизонте воды, так как выброс его в атмосферу невозможен. При этом для условия накопления метана необходимо, чтобы скорость его окисления была ниже, чем аккумуляция из-за поступления из донных отложений. Сравнение концентрации метана в подледном и придонном горизонтах на станциях измерений зимой и весной приведены на рис. 8.

Как можно видеть из графика, концентрации в весенний период (начало апреля) значительно больше, чем зимой (начало февраля). В зимний период значительной разницы между поверхностной и придонной концентрациями метана не наблюдается, наиболее значительные различия на станции PB7. В весенний период на всех станциях кроме PB18 содержание метана у дна ниже, чем в подледном горизонте воды. Метан, поступающий из донных отложений, успевает накапливаться под кромкой льда. Несмотря на активное окисление метана в воде (подробнее окисление метана будет рассмотрено ниже), его скорость ниже, чем интенсивность аккумуляции метана



Рис. 7. Средняя по вертикали концентрация метана на станциях измерений за 4 полевых сезона на Рыбинском водохранилище.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024



Рис. 8. Содержание метана на станциях измерений в поверхностном и придонном горизонтах в зимний (А) и весенний (Б) сезоны.



Рис. 9. Содержание метана на станциях измерений в поверхностном и придонном горизонтах в осенний (А) и летний (Б) сезоны.

подо льдом, однако, соотношение этого баланса зависит от очень многих факторов. Так, например, процесс окисления зимой лимитируется низкими температурами воды (в подледном горизонте они не превышают 0.2°С). Кроме того, важный фактор при этом — глубина станции, так как метан проходит большее расстояние от донных отложений к нижней кромке льда. Также, пузырьковый поток, который менее подвержен окислению, менее интенсивен на глубоких станциях. По этим причинам на наиболее глубокой станции PB18 (рис. 1) содержание метана в поверхностном горизонте близко к содержанию у дна.

Наибольшая концентрация метана подо льдом измерена весной на станции PB11. Также значительная концентрация метана в поверхностном горизонте наблюдалась на станции PB7. Обе станции расположены над затопленным руслом рек – Мологи и Шексны соответственно. Донные отложения в этих участках водоема имеют наиболее высокое содержание органического вещества в грунтах, из-за этого генерация метана больше, чем на участках затопленных речных пойм. При более высокой интенсивности генерации, а также при глубине около 10 м, происходит активное образование пузырьков метана (наиболее активный пузырьковый поток характерен для глубин до 15 м [Harby and Overjordet, 2014], которые без окисления достигают нижней поверхности льда и растворяются в подледном горизонте.

Концентрации метана в воде по результатам измерений осенью 2021 г. на большинстве станций имеют однородное распределение по вертикальному профилю (рис. 9А).

Это связано с характерным для этого времени года перемешиванием и однородным распределением температуры по глубине. Из-за малой устойчивости водной толщи водохранилище легко подвергается перемешиванию, что приводит к выравниванию содержания растворенного метана по вертикали. Наибольшая концентрация (66.7 мкл/л у поверхности; измерений в придонном горизонте не проводилось) в осенний период наблюдается на станции PB1 — верховья Шекснинского плеса (рис. 1). Высокое значение на этой станции может быть связано с локальным антропогенным влиянием — станция находится в черте г. Череповец. На остальных станциях содержание не превышает 20 мкл/л.

Станция PB1 расположена в черте г. Череповец в русле р. Шексна (200 м ниже Октябрьского моста, у правого берега). Станция находится ниже впадения р. Ягроба, в устье которой расположены нефтебаза, Череповецкий речной порт, Череповецкий фанерно-мебельный комбинат, гаражные кооперативы. Выше по течению также находится большое количество СНТ. Во время экспедиций неоднократно был зафиксирован сброс неочищенных коммунально-бытовых и ливневых стоков в р. Ягробу. Низкое качество воды в реке и активное поступление органических веществ подтверждают результаты гидрологических съёмок 2022 и 2023 гг. Величины минерализации в р. Ягроба составляли 280-690 мг/л, а концентрации Р-РО<sub>4</sub> в зимний и осенний период составляли более 1 мг/л, а содержание кислорода составляло 40-60%-нас. Из-за наличия подпора в устье реки происходит аккумуляция органического вещества и активная генерация метана по этой причине.

Насыщенные метаном воды р. Ягроба поступают в поверхностные слои р. Шексна, о чём свидетельствует повышенная минерализация в поверхностных слоях у правого берега ниже впадения реки. Метан также поступает в поверхностные слои вместе с водами притока. Наиболее интенсивно это происходит при северном направлении ветра, который приводит к сгону воды из устьевой области р. Ягробы. Дополнительным фактором образования метана является рыбзавод, расположенный на правом берегу в районе станции пробоотбора и очистная водопроводная станция, расположенная выше по течению. Совместное воздействие этих факторов приводит к формированию высоких концентраций метана в поверхностных слоях станции PB1 в осенний и зимний периоды.

## УДЕЛЬНЫЕ ПОТОКИ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ

Измерения удельных потоков (УП) метана на границе «вода – атмосфера» проводились в осеннюю и летнюю полевые кампании (рис. 10). Осенью потоки метана из Рыбинского водохранилища значительно различались в зависимости от расположения станций измерений (рис. 10А). Наибольшие потоки, измеренные на станциях PB16, PB18 и PB21 (около 50 мгС-СН<sub>4</sub> м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>), характерны для приплотинного участка Рыбинского водохранилища. При этом, различия между значениями удельного потока в зависимости от глубины станции незначительны. Как было сказано выше, содержание кислорода в воде Рыбинского водохранилища осенью 2021 г. было повсеместно велико, также кислород был равномерно распределен на всех глубинах, аноксидных условий не наблюдалось. Кроме станций измерений в приплотинном плесе, по значениям удельных потоков метана можно сгруппировать станции PB17 и PB34. Эти станции расположены близко к месту впадения в Рыбинское водохранилище реки Волги. Станции РВ2, РВ12 и РВ13 расположены в центральной части акватории водохранилища, УП метана здесь незначителен (наибольший из них 10.8 мгС-СН<sub>4</sub> м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup> на станции РВ2-Шекснинский плес).



Рис. 10. Удельные потоки метана в атмосферу по результатам измерений осенью (А) и летом (Б).

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

В период летних измерений на Рыбинском водохранилище было охвачено больше станций (рис. 10Б). За исключением отдельных станций, УП метана невелики – до 25 мгС-СН<sub>4</sub> м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup> (станция РВ17). Также, как и для осеннего сезона, более существенные потоки метана на большинстве станций наблюдаются в приплотинном плесе. Особенно высоки значения потоков метана на станциях PB18 и PB19 (128 и 138 мгС-СН<sub>4</sub> м<sup>-2</sup>сут<sup>-1</sup> соответственно), которые расположены в одном из наиболее глубоких мест Рыбинского водохранилища. Вызваны такие большие значения тем, что в этой зоне водохранилища в придонных горизонтах образовалась бескислородная зона, которая позволяет метану накапливаться в воде, не окисляясь. Наибольшие потоки в летний сезон были измерены на станциях РВ7 и РВ35. На станции РВ7, как уже отмечалось ранее, очень высоко содержание органического вещества в грунтах, что способствует генерации метана, а УП на станции PB35 (718 мгС-СН<sub>4</sub> м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>) обусловлен влиянием реки Чеснавы, небольшого притока Рыбинского водохранилища (станция измерений находилась непосредственно в месте впадения водотока). Высокие значения УП в этом месте могут быть обусловлены особенностями водосбора реки, однако этот вопрос требует более подробного изучения.

Тенденция превышения потоков метана на границе «вода – атмосфера» характерна для водоемов умеренных широт. При устойчивой летней стратификации и образовании бескислородной зоны у дна поток метана возрастает в течение теплого периода, и достигает максимума в период начала осеннего перемешивания водоема. Более подробно изменчивость потоков метана в течение лета рассмотрена на Можайском водохранилище [Lomov et al., 2020]. Но для Можайского водохранилища характерна зависимость удельных потоков метана от глубины станции, чего не наблюдается на Рыбинском водохранилище. Это обусловлено его морфологическим строением – в отличие от долинного Можайского водохранилища (как и большинства других водохранилищ) Рыбинское имеет котловинную форму чаши. Из-за этого эффекты ветро-волнового перемешивания сильно сказываются на перемешивании водной толщи и, как следствие, на температурном и кислородном режиме водного объекта – распределения температуры и кислорода в Рыбинском водохранилище в период открытой воды достаточно равномерны. По этой причине в течение осеннего и летнего сезонов измерений УП метана на большинстве станций невелики и имеют близкие значения. наиболее значимые потоки обусловлены локальными факторами (образование аноксии, влияние притоков или высокое содержание органического вещества в грунтах).

# ДЕГАЗАЦИЯ МЕТАНА ЧЕРЕЗ ГИДРОАГРЕГАТЫ ГЭС

В ходе каждой полевой кампании на Рыбинском водохранилище помимо вертикальных потоков метана рассматривалась и его дегазация при сбросах воды в нижний бьеф гидроузлов. Помимо проб воды на содержание метана в верхнем и нижнем бьефах дополнительно зимой и весной были отобраны пробы воды внутри здания Рыбинской ГЭС в водоводах. Результаты расчетов представлены в табл. 3.

Зимой и весной концентрации метана в верхнем бьефе оказались ниже, чем в нижнем бьефе, что может быть связано как с погрешностью измерений (высокой при низких значениях концентраций), так и с особенностями забора воды из водохранилища. Для Рыбинской ГЭС характерен селективный водозабор — вода в водоводы может попадать с определенного диапазона горизонтов, соответственно сложно оценить среднюю концентрацию метана в воде на входе в водоводы. В таком случае более правильно использовать концентрацию метана непосредственно в водоводах, как концентрацию верхнего бьефа. Определение концентрации растворенных газов в водоводах плотины также имеет

**Таблица 3.** Расчет дегазации метана при сбросах воды в нижний бьеф гидроузлов (ВБ – верхний бьеф, НБ – нижний бьеф, ГУ – внутренние водоводы гидроузла)

Сезон	Даты измерения	Концентрации метана, мкл/л			Разница	Pacyon Ponli	Пегазация
		ВБ	НБ	ГУ	между ВБ и НБ, г/м <sup>3</sup>	м <sup>3</sup> /с	тСН <sub>4</sub> в сут
Осень 2021	14.09.2021	11.8	10.35	НД	0.001	865	0.08
Зима 2022	01.02.2022	1.4	2.04	2.44	0.0003	967	0.02
Весна 2022	01.04.2022	3.76	5.08	5.63	0.0004	720	0.02
Лето 2022	09.08.2022	13.44	7.01	НД	0.0046	1154	0.46

Станция (горизонт отбора)	Начальная концентрация	Скорость окисления, мкл/л	Скорость окисления, % от	
	метана в воде, мкл/л	всут	содержания СН <sub>4</sub> в воде в сут	
РВ11 (6м)	2.67	1.14	43	
РВ18 (Ом)	18.24	24.64	135	
РВ18 (16м)	20.54	16.74	81	
РВ20 (2.5м)	3.76	1.29	34	

Таблица 4. Оценка скорости окисления метана в воде во время весенней кампании

свои погрешности — из-за высокой турбулентности и возможной кавитации режим обмена газовой фазой между воздухом и водой может вносить ошибки при определении концентраций метана.

Дегазация при сбросах воды через гидроагрегаты Рыбинской ГЭС невелика — наиболее существенный выброс метана измерен летом — 0.46 тоннСН<sub>4</sub> в сутки, однако это величина незначительна по сравнению с выбросом метана с поверхности водоема.

## ОБСУЖДЕНИЕ ОЦЕНКА ОКИСЛЕНИЯ МЕТАНА В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ

Во время весенней полевой компании была оценена скорость окисления метана в воде с помощью метода, описанного выше в данной статье. Скорость окисления определялась на станциях PB11, PB18 и PB20 на разных горизонтах. Результаты измерений представлены в табл. 4.

Интенсивность окисления метана достаточно сильно различается на разных станциях и на разных горизонтах. С точки зрения метанового баланса более наглядно выглядит сравнение относительного окисления метана – процент окисленного метана относительно содержания СН в воде. Полученные значения относительной скорости окисления метана в целом хорошо совпадают с данными, приведенными в других статьях, посвященных этому процессу. В статье, где была проведена оценка окисления метана из озер центральной части Северной Америки, средняя относительная скорость окисления метана составляла 38% [Striegl et al., 1998]. В другой статье, где измерения проводились на водохранилище Petit-Saut, расположенном в тропическом климате, указывается, что окисление метана составляло около 85% отсодержания метанав воде [Guerin and Abril, 2007].

Наиболее активная интенсивность окисления была получена в подледном горизонте на станции PB18 (Puc. 1). Что может быть связано с высокой концентрацией кислорода (12 мг/л), а более низ-кая скорость в придонном горизонте наоборот

лимитирована низким содержанием O<sub>2</sub> – 2 мг/л. При меньшем изначальном содержании метана в воде снижается и относительная скорость его окисления, что объясняется кинетикой данной реакции (уравнение Михаэлис-Ментен [Liikanen et al., 2002]).

Оценка окисления метана в подледный период — важная составляющая при расчете весенней дегазации при вскрытии ледового покрова. Отдельно оценки данного выброса в рамках работ на Рыбинском водохранилище не проводилась, однако, опробованный метод оценки окисления возможен для применения в такого рода расчетах.

# ОЦЕНКА СУТОЧНОЙ ЭМИССИИ МЕТАНА С РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Опираясь на полученные значения удельных потоков метана в периоды открытой воды — осенью и летом была проведена оценка площадной суточной эмиссии метана с поверхности Рыбинского водохранилища. Значения удельных потоков метана осенью можно сгруппировать по их величинам в зависимости от морфологических участков водоема. Опираясь на информацию о батиметрии Рыбинского водохранилища, а также на его гидрологическую структуру были выделены 4 площадных района — Шекснинская акватория, Мологская акватория, приплотинный плес и участок подпора Волги (рис. 11).

Для каждого из участков была рассчитана величина среднего и медианного потоков, и на основе этих значений была оценена суточная эмиссия с каждого района (табл. 5).

Для осенних значений УП метана выбор основной статистической характеристики для оценки потока с каждого района не имеет большого значения, так как потоки в пределах районов различаются слабо. Общая эмиссия метана с поверхности Рыбинского водохранилища составляет 54–55 тС–СН<sub>4</sub> в сут.

Более значимые расхождения в определении площадной эмиссии метана в зависимости от выбора медианного или среднего значения на-

Район	Площадь, м <sup>2</sup>	Удельный поток мета	Эмиссия, тС-СН <sub>4</sub> в сут		
Гайон		Средний	Медиана	По среднему	По медиане
Шекснинский плес	2322657579	10.8	10.9	25.0	25.3
Мологский плес	1230374120	4.2	4.7	5.2	5.8
Приплотинный	464697558	49.3	48.4	22.9	22.5
Подпор Волги	49059667	21.2	21.5	1.0	1.1
		Сумма, тС-СН <sub>4</sub> в сут		54.2	54.6

Таблица 5. Оценка суточной эмиссии метана с поверхности Рыбинского водохранилища по результатам осенней полевой кампании

блюдаются по результатам расчета летней эмиссии. УП метана измеренные летом имеют гораздо большую пространственную неоднородность (рис. 12).

Особенно большие потоки наблюдаются на станциях PB7 и PB35. Станция PB35 не учитывалась при расчете, так как большая величина потока в данном месте связана с локальным влиянием реки Чеснавы, расход которой очень мал, чтобы в значительной степени повлиять на эмиссию с акватории Мологского плеса. Особенности УП метана на станции РВ7 были рассмотрены выше и значение, измеренное в данной точке, было принято во внимание при расчете площадной эмиссии. Результаты площадной оценки по летним измерениям представлены в табл. 6.

По результатам данной оценки видно, что использование медианы значительно занижает суммарную эмиссию метана, так как большие значения УП не влияют на общий результат. Однако,



Рис. 11. Распределение удельных потоков метана с поверхности Рыбинского водохранилища, разделенного на 4 площадных района по результатам осенних полевых исследований.

Дайан	Площадь, м <sup>2</sup>	Удельный поток мета	Эмиссия, т $C-CH_4$ в сут		
гаион		Средний	Медиана	по среднему	по медиане
Шекснинский плес (I)	2322657579	66.1	11.4	153.5	26.5
Мологский плес (II)	1230374120	7.1	7.1	8.7	8.7
Приплотинный (III)	464697558	64.9	31.8	30.2	14.8
Подпор Волги (IV)	49059667	25.6	20.3	1.3	1.0
		Сумма, т $C-CH_4$ в сут		193.6	51.0

Таблица 6. Оценка суточной эмиссии метана с поверхности Рыбинского водохранилища по результатам летней полевой кампании

стоит также отметить, что экстраполяция значений самых больших потоков (как в случае с PB7) на всю акваторию наоборот может приводить к завышению площадной эмиссии.

Таким образом, эмиссия метана с поверхности Рыбинского водохранилища по приведенным оценкам составляет 54.4  $\pm$  0.2 тС-СН<sub>4</sub> в сут для осеннего периода 2021 года и 122.2  $\pm$  71.3 тС-СН<sub>4</sub> в сут в зависимости от выбранного подхода к усреднению УП метана летом. Полученная в данной работе оценка носит более методический характер, так как для более точных оценок необходимо большее количество измерений УП метана на акватории водоема и уточнения границ площадных районов. На примере осенних и летних сезонов с помощью данной оценки были показаны аспекты данного методического подхода и разница в полученных значениях при использовании разных статистических характеристик усреднения УП метана.



Рис. 12. Распределение удельных потоков метана с поверхности Рыбинского водохранилища, разделенного на 4 площадных района по результатам летней кампании.

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА том 60 № 4 2024

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, содержание метана в Рыбинском водохранилище значительно изменяется между сезонами года. На примере сравнения зимних и весенних измерений было показано, что метан имеет тенденцию к накоплению в подледном горизонте, что обусловлено разницей притока метана из донных отложений и окислением метана в водной толще. На содержание метана в значительной степени оказывает влияние температурная стратификация водоема и зависящий от нее кислородный режим — при бескислородных условиях может происходить накопление метана в воде.

Потоки метана из Рыбинского водохранилища, измеренные осенью и летом имеют высокую пространственную неоднородность, обусловленную в первую очередь локальными факторами, такими как наличие бескислородных условий в придонных горизонтах воды, содержанием органического вещества в донных отложениях, влиянием притоков. Характерная для водохранилищ изменчивость удельного потока метана вдоль по продольному профилю не прослеживается на Рыбинском водохранилище из-за особенностей его морфометрического строения.

Постановка экспериментов для определения интенсивности окисления метана в водной толще показали, что несмотря на его высокую скорость, метан может накапливаться в подледных горизонтах за период ледостава.

По полученным значениям удельного потока метана с поверхности водохранилища была проведена оценка суточной эмиссии метана. На примере этой оценки были показаны способы экстраполяции значений потоков метана на станциях измерений на всю акваторию водохранилища. Значительное влияние на результат расчета суточной эмиссии метана из водохранилища оказывает выбор метода усреднения потоков – при использовании медианных значений не учитываются самые большие потоки, а при среднем значении влияние локальных максимумов потоков может быть наоборот слишком велико. Эмиссия метана с поверхности Рыбинского водохранилища по нашим оценкам составляет 54.4  $\pm$  0.2 тС-СН<sub>4</sub> в сут для осеннего периода 2021 года и 122.2 ± 71.3 тС-СН<sub>4</sub> в сут в летний период в зависимости от выбранного подхода к усреднению. При сравнении полученных результатов с приведенными в начале статьи данными о концентрациях и значениях УП метана с китайских водохранилищ, можно сделать вывод, что содержание метана и его потоки в атмосферу в Рыбинском водохранилище значительно больше – концентрации выше в 5–10 раз, УП больше в 10–20 раз. Расчет дегазации метана через гидроагрегаты Рыбинской ГЭС показали, что по сравнению с эмиссией с поверхности, выброс метана при сбросах воды незначителен.

## БЛАГОДАРНОСТЬ

Полевые исследования проведены в рамках договора с ПАО «Русгидро» 1010–416–2021. Методика мониторинга разработана при поддержке ВИП ГЗ «Российская система климатического мониторинга».

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверина А.А., Антипов Н.Е., Виногоров А.А., Воловодов А.А., Головнин К.И., Кузнеченко И.А., Овчинникова О.В., Петров Н.А., Полухин С.И., Сушинцев И.М., Хорошева А.С., Ефимов В.А., Ломов В.А., Фролова Н.Л. Оценка общего содержания метана в Рыбинском водохранилище в зимний период и расчет отдельных составляющих баланса метана// В сб. Исследования молодых географов: сборник статей участников зимних студенческих экспедиций. М. 2022. С. 71–80.
- Балабанова З. М. Гидрохимическая характеристика Камского водохранилища 1954—1959 // Тр. Уральского отд. ГосНИОРХ. 1961. Т. 5. С. 38—104.
- Гарькуша Д. Н., Фёдоров Ю. А. Факторы формирования концентраций метана в водных экосистемах. Ростов-на-Дону; Таганрог: Издательство Южного федерального университета, 2021. 366 с.
- Гречушникова М. Г., Репина И. А., Степаненко В. М. и др. Пространственно-временные изменения содержания и эмиссии метана в водохранилищах с различным коэффициентом водообмена // Известия Русского географического общества. 2018. Т. 150. № 5. С. 14–33.
- Дзюбан А. Н. Метан и процессы его трансформации в воде некоторых притоков Рыбинского водохранилища // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. № 5. С. 571–576.
- Дзюбан А. Н. Деструкция органического вещества и цикл метана в донных отложениях внутренних водоемов. Ярославль: Принтхаус, 2010. 174 с.
- Дзюбан А. Н. Метан в поверхностных водах как показатель их качества // Вода: химия и экология. 2012. № 7. С. 7–12.
- Дзюбан А. Н. Метан и микробиологические процессы его трансформации в воде верхневолжских водохранилищ // Водные ресурсы. 2002. Т. 29. № 1. С. 68–78.

- Дзюбан А. Н. Микробиологические процессы круговорота органического вещества в донных отложениях водохранилищ Волжско-Камского каскада // Водные ресурсы. 1999. Т. 26. № 4. С. 262–271.
- Дзюбан А. Н. Микробиологические процессы превращения метана и деструкция органического вещества в грунтах водохранилищ Волги и Камы // Гидробиол. журн. 2004. Т. 40. № 2. С. 72–77.
- Дзюбан А. Н. Численность бактерий и процессы превращения метана в донных отложениях водохранилищ Волги и Камы // Микробиология. 1998. Т. 67. Вып. 4. С. 473–475.
- Дзюбан А. Н. Экологические аспекты исследований содержания метана в природных водах // Вода: химия и экология. 2012. № 11. С. 10–15.
- Литвинов А. С., Рощупко В. Ф. Многолетние и сезонные колебания уровня Рыбинского водохранилища и их роль в функционировании его экосистемы // Водные ресурсы. 2007. Том 34. № 1. С. 29–40.
- Литвинов А. С., Степанова И. Э. Зависимость содержания органического вещества и биогенных элементов от гидрологических условий в Рыбинском водохранилище // Водное хозяйство России. 2015. № 3. С. 20–31.
- Сайт РусГидро. http://www.rushydro.ru/hydrology/ informer/
- Сорокин Ю. И. Метан и водород в воде волжских водохранилищ // Тр. Инст. Биол. Водохр. 1960. Т. 3. № 6. С. 50–58.
- Федоров Ю. А, Тамбиева Н.С., Гарькуша Д. Н. Метан как показатель экологического состояния пресноводных водоемов (на примере озер Валдай и Ужин) // Метеорология и гидрология. 2004. № 6. С. 88–96.
- Федоров Ю.А., Тамбиева Н.С., Гарькуша Д.Н., Хорошевская В.О. Метан в водных экосистемах. Ростов-на-Дону-Москва: Ростиздат, 2005. 329 с.
- Bastviken D., Tranvik L., Downing J., Crill P., Enrich-Prast A. Freshwater Methane Emissions Offset the Continental Carbon Sink // USA: Science. 2011. V. 331. P. 6013–6063.
- Bazhin N. Methane Emission from Bottom Sediments // Chemistry for Sustainable Development. 2003. V. 11. P. 577–580.
- Cole J., Prairie Y. T., Caraco N. F. et al. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget // Ecosystems. 2007. V. 10. P. 171–184.
- *Dean W.E., Gorham E.* Magnitude and significance of carbon burial in lakes, reservoirs, and peatlands // Geology. 1998. V. 26(6). P. 535–538.
- *Deemer B. R., Holgerson M.A.* Drivers of methane flux differ between lakes and reservoirs, complicating global upscaling efforts // J. of Geophysical Research: Biogeosciences. 2021. V. 126. Issue 4.
- Deemer B., Harrison A., Li S., Beaulieu J., Delsontro T. Greenhouse Gas Emissions from Reservoir Water Surfaces: A New Global Synthesis // Springer. BioScience, 2016. V. 66. № 11. P. 949–964.
- Demarty M., Bastien J., Tremblay A., Hesslein R. H., and Gill R. Greenhouse gas emissions from boreal

ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

reservoirs in Manitoba and Quebec, Canada, measured with automated systems // Environmental Science & Technology. 2009. V. 43. P. 8908–8915.

- *Diem T.* Methane dynamics in oxic and anoxic aquatic systems. Dissertation submitted to ETH Zurich for the degree of Doctor of Sciences. Zurich, 2008. 99 p. Available at: http://e-collection.library.ethz.ch/eserv/ eth:41846/eth-41846–02.pdf (accessed May 10, 2016)
- *Fearnside P.* Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: Controversies Provide a Springboard for Rethinking a Supposedly 'Clean' Energy Source. An Editorial Comment // Clim. Change. 2006. V. 75. P. 103–109.
- Fedorov M. P., Elistratov V. V., Maslikov V. I., Sidorenko G. I., Chusov A. N., Atrashenok V. P., Molodsov D. V., Savvichev A. S., Zinchenko A. V. Reservoir Greenhouse Gas Emissions at Russian HPP // Power Technology and Engineering. 2015. V. 49. No. 1. P. 33–39.
- *Gash J., Goldenfum J. et al.* Greenhouse gas emissions related to freshwater reservoirs // The World Bank Contract 7150219. 2010. 166 p.
- *Gruca-Rokosz R., Tomaszek J.* Methane and Carbon Dioxide in the Sediment of a Eutrophic Reservoir: Production Pathways and Diffusion Fluxes at the Sediment–Water Interface // Water, Air and Soil Pollution. 2015. V. 226. P. 16–32.
- *Guerin F., Abril G.* Significance of pelagic aerobic methane oxidation in the methane and carbon budget of a tropical reservoir // J. of Geophysical Research. 2007. V. 112. P. 3006–3020.
- *Harby A., Overjordet I. B.* CEDREN –Funnel traps for GHG bubbling in reservoirs. Procedures of operation. SINTEF, 2014. 7 p.
- *Harrison J., Deemer B., Birchfield M., O'Malley M.* Reservoir Water-Level Drawdowns Accelerate and Amplify Methane Emission // Washington: Environmental Science and Technology. 2016. V. 1. P. 1–11.
- *Kemenes A., Melack J., Forsberg B.* Downstream emissions of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> from hydroelectric reservoirs (Tucuruí, Samuel, and Curuá-Una) in the Amazon basin // Columbia: Inland Waters. 2016. V. 6. P. 295–302.
- *Li S., Zhang Q.* Carbon emission from global hydroelectric reservoirs revisited // Environmental science and pollution research international. 2014. V. 21. Pp, 131–137.
- Liikanen A., Murtoniemi T., Tanskanen H., Väisänen T., Martikainen P. Effects of temperature and oxygen availability on greenhouse gas and nutrient dynamics in sediment of a eutrophic mid-boreal lake // Biogeochemistry. 2002. V. 59. № 3. P. 269–286.
- Lomov V., Grechushnikova M., Kazantsev V., Repina I. Reasons and patterns of spatio-temporal variability of methane emission from the Mozhaysk reservoir in summer period // E3S Web of Conferences IV Vinogradov Conference. 2020. V. 163. P. 03010.
- Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.) IPCC: Climate Change

том 60 № 4 2024

2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2021. 2391 P.

- *McCully P.* Loosening the hydroindustry's grip on reservoir greenhouse gas emissions research 2006. Available at: https://www.internationalrivers.org/files/attached-files/fizzyscience2006.pdf (accessed May 10, 2016).
- *Miller B., Arntzen E., Goldman A., Richmond M.* Methane Ebullition in Temperate Hydropower Reservoirs and Implications for US Policy on Greenhouse Gas Emissions // USA: Environmental Management. 2017. V. 60. P. 1–15.
- *Ostrovsky I., McGinnis D., Lapidus L., Eckert W.* Quantifying gas ebullition with echosounder: the role of methane transport by bubbles in a medium-sized lake // USA: Limnology and Oceanography: Methods. 2008. V. 6. P. 105–118.
- Rosa L. P., Schaeffer R. Greenhouse gas emissions from powerdams // Ambio. 1994. V. 23(2). P. 164–165.
- Rosentreter J.A., Borges, A. V., Deemer, B. R., Holgerson, M. A., Liu, S., Song, C., Eyre, B. D. Half of global methane emissions come from highly variable aquatic ecosystem sources //Nature Geoscience. 2021. V. 14. № 4. P. 225–230.

- *Rudd J. W.M., Harris R., Kelly C.A., Hecky R. E.* Are hydroelectric reservoirs significant sources of greenhouse gases? // Ambio. 1993. V. 22. P. 246–248.
- Soumis N., Duchemin E., Canuel R., Lucotte M. Greenhouse gas emissions from reservoirs of the western United States // Global Biogeochemical Cycles. 2004. V. 18, GB3022.
- Striegl Robert G., Michmerhuizen Catherine M., Survey U.S. Geological. Hydrologic influence on methane and carbon dioxide dynamics at two northcentral Minnesota lakes // Limnol. Oceanogr. 1998.V. 43. № 7. P. 1519–1529.
- *Tortajada C., Altinbilek D., Biswas K.* Impact of large dams: A Global Assessment. Berlin: Water Recourses Development and Management. 2012. 410 p.
- *Tranvik L.J. et al.* Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate // Limnol. Oceanogr. 2009. V. 54. P. 2298–2314.
- *Tremblay A., Roehm C., Varfalvy L., Garneau M.* Greenhouse Gas Emissions – Fluxes and Processes. Berlin: Springer, 2005. 732 p.
- Tremblay A., Varfalvy L., Roehm C. and Garneau M. (eds.) Greenhouse Gas Emissions: Fluxes and Processes, Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments. Environmental Science Series, Springer, New York, 2005. 732 p.

# VARIABILITY OF METHANE CONTENT AND FLUXES IN THE RYBINSK RESERVOIR BASED ON FIELD OBSERVATIONS IN DIFFERENT SEASONS OF THE YEAR

V.A. Lomov<sup>1,2,3,\*</sup>, N.L. Frolova<sup>1,2</sup>, V.A. Efimov<sup>1,2</sup>, I.A. Repina<sup>1,3</sup>, Li Zhe<sup>4</sup>, Yang Liu<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Obukhov Institute of Atmosphere Physics RAS, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Leninskie Gory, d. 1, Moscow, 119991 Russia <sup>3</sup>RCC MSU, Laboratory of Supercomputer Modelling of Natural and Climatic Processes, d. 1, str. 4, Moscow, 119234 Russia <sup>4</sup>Chongqing Institute of Green and Intelligent Technology, Chinese Academy of Sciences, 266 Fangzheng Avenue, Chongqing, 400714 China

#### \*e-mail: lomson620@mail.ru

The formation of methane fluxes in the Rybinsk reservoir and the variability of its content in water were investigated during several field campaigns on the reservoir in different seasons. The Rybinsk reservoir is a very large, relatively shallow, low-flow, mesotrophic-eutrophic, morphologically complex basin-valley type reservoir with perennial flow regulation, created on the Upper Volga in 1941. In total, water and air sampling was carried out at 71 stations to determine methane concentration, which was combined with measurements of water column characteristics. As a result, a network of reference stations was established, where regular measurements are made, as well as additional stations in the water area and river estuaries. For control purposes, water samples were taken at the hydroelectric power plant units and downstream of the Sheksninskaya HPP dam, placed within the Rybinsk city. In general, the Rybinsk reservoir is characterised by relatively low methane concentrations - at most stations the average content of dissolved CH4 in water does not exceed 20 µl/l. The lowest concentrations were observed during the winter period. Methane fluxes from the surface of the Rybinsk reservoir vary from 4 to 718 mgC-CH4 m-2 day-1. Specific fluxes in summer period are larger than those measured in autumn, also in summer the spatial variability of the measured fluxes is more significant. Flux values depend on reservoir stratification, oxygen content in water, organic matter in bottom sediments and other factors. Methane degassing through the dam is significantly less than the fluxes from the surface.

Keywords: methane, specific methane fluxes, water methane content, reservoir